

ГЛОБАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ И ГЛОБАЛЬНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Н.Л. Добрецов

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Статья представляет анализ системы моделей, определяющих основные геодинамические процессы (спрединг, субдукция, переходящая в коллизию; мантийные плюмы) во взаимосвязи с эволюцией Земли и закономерно изменяющихся геодинамических параметров. Основные тенденции и этапы эволюции Земли отражают необратимое остывание Земли, окисление ее поверхности, периодические изменения геодинамических процессов и параметров трех характерных размеров (глобальные длительностью около 700–800 млн лет, более локальные с периодичностью 120, 90, 30 млн лет и короткопериодные вариации от десятков тысяч до десятков лет, обусловленные вариациями позиционирования Земли в космосе и, возможно, другими космическими факторами. Важнейшие события и оценки температуры мантии и поверхности, теплового потока, вязкости, а также соответствующих им режимов конвекции и плюмового магматизма сделаны для крупнейших этапов эволюции Земли: Хадейского (4.6–3.9 млрд лет), раннеархейского (3.9–3.3), позднеархейского (3.3–2.6), раннепротерозойского (2.6–1.9), среднепротерозойского (1.9–1.1), неопротерозойского (1.1–0.6), фанерозойского с двумя подэтапами (0.6–0.3 и 0.3–0 млрд лет).

Проанализированы модели основных процессов современной геодинамики. Процессы спрединга рассмотрены на основе базовой модели двухслойной конвекции в мантии с детализацией параметров процессов, локализованных вблизи срединно-океанических хребтов (СОХ). Задача зонального просачивания (миграции) базитовых расплавов в верхней мантии под СОХ рассмотрена на качественном уровне. При анализе процессов в зоне субдукции главное внимание уделено моделированию плавления, сопоставлению экспериментальных и наблюдаемых составов расплавов, их вариации в периоды активизации (длительностью около 100 тыс. лет) и затишья магматизма. Масштабы и модели взаимодействия поднимающихся из зон субдукции флюидов и расплавов с вышележащей мантией остаются наиболее дискуссионными. В качестве базовой модели плюмового магматизма рассмотрена модель термохимических плюмов, возникающих на границе ядро–мантия под воздействием «летучих» компонентов (H_2 , CH_4 , KH и др.), выделяющихся из металлического внешнего ядра, окисляющихся и понижающих температуру возникающего расплава. Эта модель образно может быть названа моделью газовой горелки.

В заключение рассмотрена многопорядковая периодичность эндогенных процессов и их влияние на поверхностные процессы и эволюцию биосферы.

Глобальные геодинамические процессы, эволюция Земли, двухслойная конвекция в мантии, спрединг, субдукция, термохимические плюмы, эволюция биосферы.

GLOBAL GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE EARTH AND GLOBAL GEODYNAMIC MODELS

N.L. Dobretsov

The paper is a synthesis of models for basic geodynamic processes (spreading, subduction transient into collision, mantle plumes) in relation with the Earth's evolution and regularly changing geodynamic parameters. The main trends and milestones of this evolution record irreversible cooling of the Earth's interior, oxidation of the surface, and periodic changes in geodynamic processes. The periodicity consists of cycles of three characteristic sizes, namely, 700–800 Myr global cycles, 120, 90, and 30 Myr smaller cycles, and short-period millennial to decadal oscillations controlled by changing Earth's orbital parameters and, possibly, also by other extraterrestrial factors. Major events and estimates of mantle and surface temperatures, heat flow, viscosity, and the respective regimes of convection and plume magmatism have been reported for the largest periods of the Earth's history: Hadean (4.6–3.9 Ga), Early Archean (3.9–3.3 Ga), Late Archean (3.3–2.6 Ga), Early Proterozoic (2.6–1.9 Ga), Middle Proterozoic (1.9–1.1 Ga), Neoproterozoic (1.1–0.6 Ga), and Phanerozoic with two substages of 0.6–0.3 and 0.3–0 Ga.

Current geodynamics is discussed with reference to models of spreading, subduction, and plume activity. Spreading is considered in terms of double-layered mantle convection, with focus on processes in the vicinity of mid-ocean ridges. The problem of mafic melt migration through the upper mantle beneath spreading ridges is treated qualitatively. Main emphasis is placed on models of melting, comparison of experimental and observed melt compositions, and their variations in periods of magmatic activity (about 100 kyr long) and quiescence. The extent and ways of interaction of fluids and melts rising from subduction zones with the ambient mantle remain the most controversial. Plume magmatism is described with a “gas torch” model of thermochemical plumes generated at the core-mantle boundary due to local chemical doping with volatiles (H_2 , CH_4 , KH , etc.) which are

released from the metallic outer core, become oxidized in the lower mantle, and decrease the melting point of the latter. The concluding section concerns periodicities in endogenous processes and their surface consequences, including the related biospheric evolution.

Global geodynamic processes, Earth's evolution, double-layered mantle convection, spreading, subduction, thermochemical plumes, biosphere evolution

ВВЕДЕНИЕ

Статья основана на докладе «Современные проблемы геодинамики», сделанном автором на бюро Отделения наук о Земле 17 ноября 2009 г. [Фирсова, 2009]. Дополнительным стимулом послужила статья В.Е. Хаина «Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли», публикуемая в настоящем номере [Хаин, 2010]. Я был рецензентом этой статьи и по поручению редакции согласовал с В.Е. Хаиным некоторые уточнения в его статье, за что удостоился его благодарности. Посвящаю свою статью светлой памяти Виктора Ефимовича Хаина. В статье В.Е. Хаина формулируются 12 принципов, их можно свести, по моему мнению, к трем принципиальным положениям.

1. Новая глобальная геодинамика (тектоника) Земли должна включать: а) тектонику плит, определяемую конвекцией в верхней и нижней мантии и взаимодействием астеносферы и литосферы;

б) тектонику плюмов, зарождающихся на границе ядро—мантия и определяющих «большие изверженные провинции» (LIP) или «горячие поля», по определению Л.П. Зоненшайна и М.И. Кузьмина [1993];

в) космические факторы, определяющие прежде всего изменения солнечной радиации и вариации климата (циклы Миланковича).

Эта триада развивается автором с соавторами много лет [Добрецов, 1978, 1980, 1994, 2008, 2009; Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Добрецов и др., 2001а; Добрецов, Чумаков, 2001; и др.], а также Л.П. Зоненшайном и М.И. Кузьминым [Зоненшайн, Кузьмин, 1983, 1993] и в настоящее время становится общепринятой [Хаин, 2003, 2010; Хаин, Гончаров, 2006; Condie, 2005; Maruyama et al., 2007a,b].

2. Современная геодинамика может быть понята только с позиции эволюционирующей Земли [Хаин, 2003; 2010; Condie, 2005]. Особенно важны ранние стадии эволюции Земли [Добрецов, 1980, 2009; Dobretsov et al., 2008] и перспективы развития Земли и ее биосферы [Трубицын, 2008; Bouyama et al., 2004]. Важнейшие этапы этой эволюции будут кратко обсуждены ниже.

3. Важной особенностью динамики Земли является периодичность (цикличность) эндогенных процессов, включающих наиболее длительные циклы «от Пангеи до Пангеи» (600—700 млн лет), циклы Вильсона от открытия до закрытия океанов (300—900 млн лет), затем сопряженные циклы с периодами 30, 60, 90, 120 млн лет, определяемые активностью плюмов (см. ниже), и, наконец, цикличность осадконакопления и изменения биосферы, определяемые циклами Миланковича 100, 41 и 19 тыс. лет [Добрецов, 1994; Добрецов, Чумаков, 2001]. С учетом интерференции и короткопериодных изменений солнечной активности (22, 100, 1000 лет) выделяются более 12 мод периодичности, со сложными и нелинейными (неаддитивными) эффектами их взаимодействия, что определяет высокую сложность геодинамических задач и прогнозов.

Следует уточнить также общеметодические аспекты решения геодинамических задач. Мы получаем прямую информацию из изучения поверхностных слоев и явлений (вулканизм, сейсмичность, цунами, рост гор, осадконакопление, вариации теплового потока и т.д.) и косвенную информацию из геодинамических и астрофизических измерений. Все они являются в основном результатом глубинных (ненаблюдаемых) процессов переноса тепла и вещества (включая химические превращения), и решение обратных задач кажется приоритетным. Но обратные задачи не имеют единственного решения, и мы получаем не знание, а множество мнений. Наш опыт [Добрецов, 1980, 2008, 2010; Кирдяшкин, 1989; Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Добрецов и др., 2001а; Dobretsov et al., 2007] показывает, что оптимальным является решение прямых задач на основе методов механики, теплофизики, физикохимии, а перебор вариантов желательно делать на предварительной стадии геолого-геофизического анализа фактических данных, сопровождать поиск решения физическим (лабораторным) моделированием (а не только численным моделированием), верификацией полученных решений путем сравнения с наблюдаемыми фактами, и, наконец, построением замкнутой системы моделей. И еще одно замечание. Давно признано — и автор начинал с этого [Добрецов, 1978, 1980] — значение физико-химических превращений в недрах Земли, но они неразрывно связаны с изучением геодинамических процессов. Поэтому геохимическая модель может быть построена только на основе геодинамики (с учетом процессов тепло- и массообмена), а их синтез приводит к построению термохимических моделей.

С учетом этих вводных замечаний автор попытается дать краткий обзор эволюции Земли, наметить основные этапы и причины изменений, дать краткий синтез современных геодинамических процессов и их моделей (спрединг, субдукция, коллизия, плюмы, рифтогенез) и сформулировать важнейшие задачи на будущее.

ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ И ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

Синтез данных по эволюции Земли приведен на рис. 1. Намечены также основные этапы эволюции и главные события (1—7), разделяющие эти этапы. Эта диаграмма повторяет основные рисунки 1—4 из работы [Добрецов, 2009].

Изменения среднего теплового потока из мантии (\bar{q}) и средней температуры в мантии (на границе верхней и нижней мантии, линия 1) приведены по данным [Tajika, Matsui, 1992], но они близки и к более поздним оценкам. Так, соотношение \bar{q} на начальном этапе (около 600 мВт/м²), среднее в архее (около 220 мВт/м²) и современное $q_0 = 56$ мВт/м² соответствует нашим оценкам q_0 , $5q_0$ и $10q_0$ для соответствующих периодов [Добрецов, Кирдяшкин, 1995; Добрецов и др., 2001a], что использовано на рис. 2. Кривая температуры (см. рис. 1, кривая 1) соответствует современной температуре на границе верхней и нижней мантии 2000—2100 °С [Добрецов и др., 2001a; Yuen et al., 2007] и на границе архей—протерозой около 2400 °С [Добрецов и др., 2001a]. Кривая 2 для «холодной» аккреции сейчас отвергается большинством исследователей (см. ниже).

Для вышеприведенных оценок q_0 , $5q_0$ и $10q_0$ рассчитаны изменения динамической вязкости (ν) и число Рэлея (Ra) при разных перепадах ΔT , характеризующие интенсивность конвекции в нижней мантии [Добрецов, Кирдяшкин, 1995] (см. рис. 2). С возрастанием q на порядок вязкость (ν) падает на 2—3 порядка, а число Рэлея возрастает на 2—3 порядка, при условии, что ΔT меняется не очень сильно (1500—2500 °С). Это означает, что в архее конвекция в нижней мантии была гораздо более интенсивной и близка (судя по близости ν и Ra) к конвекции в современной астеносфере, что могло приводить к «тектонике малых плит».

Кривые изотопов стронция в карбонатных осадках, калиевости гранитов и аркозовых песчаников показывают их нарастание в интервале от 3000 до (2000—1700) млн лет и периодические колебания в дальнейшем. Главные максимумы отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, как и максимумы датировок коровых пород, коррелируются с периодами существования суперконтинентов (см. рис. 1).

С учетом этого на рис. 1, А (цифры в кружках) проведены важнейшие рубежи: 1 (4.55 млрд лет), 2 (около 3900 млн лет), 3б (3300), 3а (2700), 4 (1900), 5б (1100), 5а (700), 6 (300 млн лет) с интервалом около 600—800 млн лет в начале этого ряда и 300—400 млн лет — в конце ряда. Из них рубежи 1, 2, 3а, 4, 5а, 6 и 7 соответствуют важнейшим событиям по данным [Maruyama, Liou, 2005; Maruyama et al., 2007b]. Автор добавил две границы 3б и 5б, пояснения по которым даны ниже. На рис. 1 не отражено, но в дальнейшем используется непрерывное ступенчатое окисление поверхности, всей коры и верхней мантии, фиксируемые максимумами железистых кварцитов, затем красноцветов и изменением минералогии пород коры и верхней мантии [Заварзин, 2001; Добрецов, Чумаков, 2001; Добрецов и др., 2001a, 2003; Розанов, 2003, 2006; Добрецов, 2009].

С учетом названных рубежей (1—7) рассмотрим кратко последовательные стадии эволюции Земли.

1. Аккреция Земли (4.67—4.55 млрд лет), оценка времени которой, по [Витязев, Печерникова, 2009], дана на рис. 3. Длительность аккреции и близкоодновременного выделения железного ядра решающим образом зависит от коэффициента динамической вязкости (ν), которая только в архейское время менялась на три порядка (см. рис. 2) и столь же сильно могла меняться во время аккреции, поэтому оценка длительности аккреции отличается также на два порядка (от 10 млн до 1 млрд лет). Как справедливо подчеркнули А.В. Витязев, Г.В. Печерникова [2009, с. 151], «лишь по измерениям в системе Hf-W в рамках одностадийной модели стало ясно, что земное ядро формировалось практически одновременно с ростом планеты, а именно, началось в первые 30—50 млн лет».

История аккреции Земли и ее состояние после аккреции сильно зависят от механизма образования Луны. Согласно гипотезе мегаимпакта [Hartmann, Davis, 1975; Cameron, 2000; Halliday, 2001], Луна образовалась на поздней стадии аккреции Земли (~4.58 млрд лет) в результате удара гипотетической планеты размером с Марс. В результате быстрой (около 100 млн лет) и «горячей» аккреции верхняя оболочка Земли представляла собой магматический океан глубиной 600—1000 км с тонкой (до 10 км) базальтовой корой, регулярно взламываемой метеоритами. Гипотеза мегаимпакта, по мнению А.А. Боярчука и др. [1998], маловероятна, так как приведет к эксцентриситету орбиты Земли, на порядок превышающий современный. По другой гипотезе, Луна могла образоваться за счет серии более мелких импактов тел размерами, сопоставимыми с Луной, что согласуется с параметрами орбиты Земли и небольшим по мощности (<300 км) магматическим океаном [Витязев, Печерникова, 2009]. Но в этом случае, как и при гипотезе мегаимпактности, трудно обосновать сохранение выброшенного материала на околоземной орбите и вторичную аккрецию Луны. Наконец, серьезные геохимические и космохимические обоснования имеет гипотеза одновременного образования Земли и Луны в виде двойной планеты [Галимов, 1995, 2008; Боярчук и др., 1998; Кусков, Кронрод, 2008].

К концу аккреции была создана горячая плотная атмосфера, состоявшая в основном из водорода и метана, но к рубежу 4.5 млрд лет ранняя атмосфера была потеряна за счет интенсивной диссипации водорода в космос и началось окисление атмосферы [Halliday, 2001; Витязев, Печерникова, 2009]. Окисле-

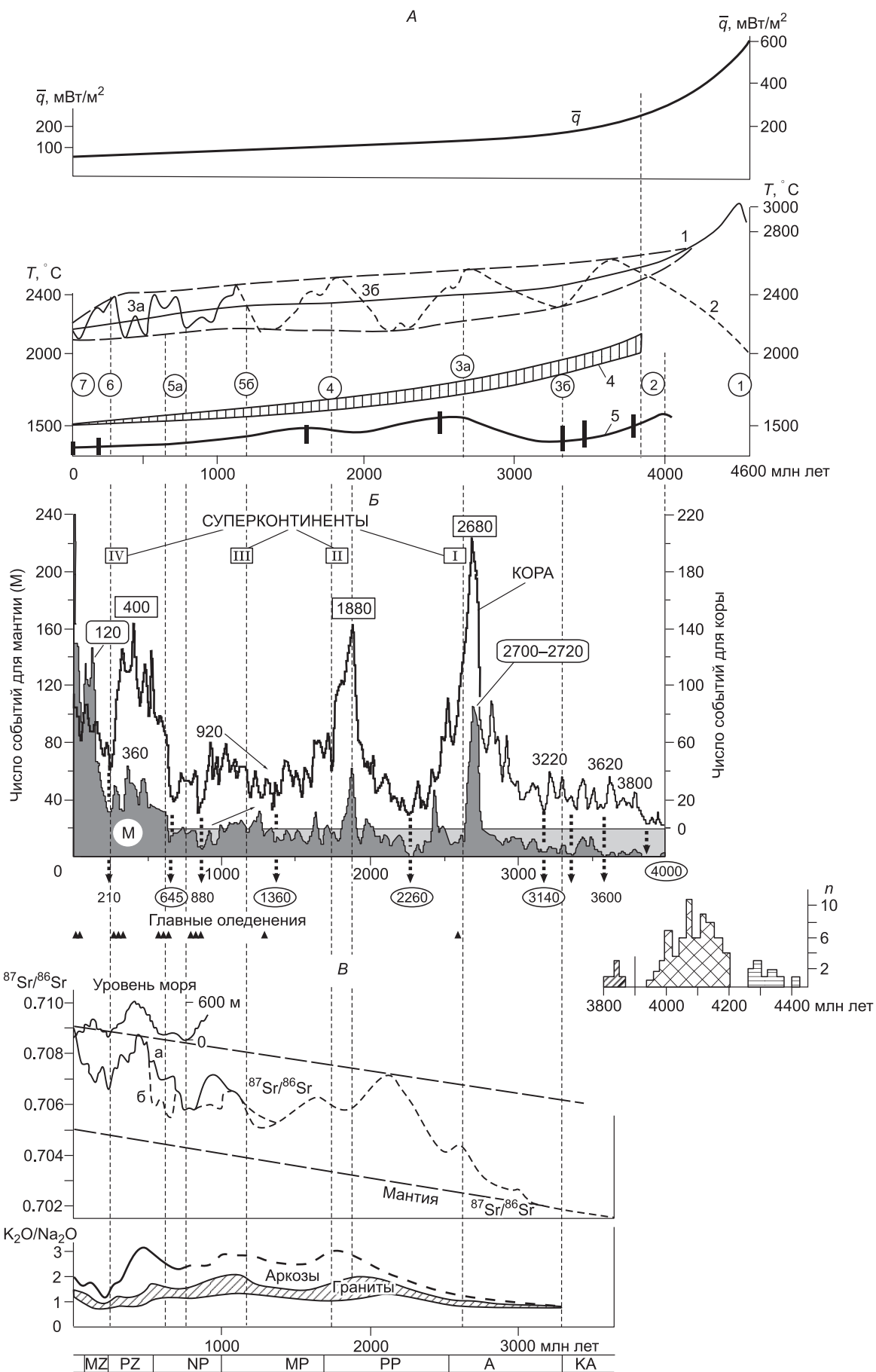


Рис. 1. Сводные диаграммы, иллюстрирующие эволюцию Земли.

A — изменения теплового потока из мантии (q) и температуры в мантии (кривые 1—5). Кривые q , 1 и 2, по данным [Tajika, Matsui, 1992]; 3а, 3в — [Добрецов и др., 2001а; Добрецов, 2009]; 4, 5 — [Komiya, 2007]. Рубежи 1-3а, 4-5а, 6-7, по данным [Maruyama et al., 2007].

B — основные события в истории Земли: периоды существования суперконтинентов [Хаин, 2003, с уточнениями автора]; статистика данных возрастов коровых (кора) и мантийных (М) пород [Балашов, Глазнев, 2008]; главные оледенения [Добрецов, Чумаков, 2001; Добрецов, 2009].

B — геолого-геохимические индикаторы эволюции: уровень моря [Maruyama et al., 2007]; изотопия ^{87}Sr и ^{86}Sr в карбонатных породах [Maruyama, Liou, 2007]. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в гранитах и аркозовых песчаниках [Семихатов, 1995]. МZ — мезозой, PZ — палеозой, NP, MP, PP — неопротерозой, средний и палеопротерозой, А — архей, КА — катархей. На врезке показано распределение возрастов хадейских (3.8—4.4 млрд лет) детритовых цирконов [Cavosie et al., 2001; Wilde et al., 2001].

a — достоверные, *b* — ориентировочные данные; цифры в овалах и прямоугольниках — даты, упоминающиеся в тексте.

ние атмосферы, поверхности Земли, а затем коры и верхней мантии продолжалось и в последующие этапы [Добрецов, Чумаков, 2001; Добрецов, 2009].

1-2. Интервал от аккреции (4.55 млн лет) до 3.9—4.0 млрд лет носит название Хадей (Hadean) или догеологической стадии, поскольку геологическая летопись этой стадии практически не сохранилась. Это была стадия наиболее интенсивного остывания мантии (см. рис. 1, кривая 1), исчезновения магматического океана и формирование верхней и нижней мантии, начала формирования коры, возможно, и континентального типа, а также Мирового океана. Свидетельством континентальной коры и океана служили окатанные цирконы возрастом 4.0—4.2 млн лет, отдельные цирконы до 4.4 млрд лет, выделенные из более молодых осадочных пород Джек Хилз, Зап. Австралия (см. рис. 1, врезка) [Wilde et al., 2001; Cavosie et al., 2001]. Но в этих цирконах были найдены микровключения алмазов [Menneken et al., 2007], а особенности микроструктуры и распределения Th и V оказываются сходными с импактными алмазами на Луне [Nemchin et al., 2007]. Поэтому, по моему мнению, эти алмазы ударного происхождения и связаны с интенсивной бомбардировкой крупными метеоритами поверхности Земли [Витязев, Печерникова, 2009]. В этом убеждает также совпадение спектра возрастов цирконов (см. рис. 1) от 4.4 до 3.8 млрд лет с возрастом кратерных излияний базальтов на Луне [Богатиков и др., 1986] и оценкой возраста интенсивных бомбардировок Земли 4.4—3.9 млрд лет по независимым данным [Halliday, 2001; Schoenberg et al., 2002]. В последнее время найдены ксенокристы циркона с возрастом 4.2 млрд лет в гнейсах Акаста из СЗ Гренландии [Iizuka et al., 2006]. По мере накопления таких фактов выводы будут более определенные.

Жизнь появилась в конце этого интервала [Schidlowski, 1988; Dobretsov et al., 2008; Добрецов, 2009], возможно, на монтмориллонитовых корках выветривания [Ferris, 2005].

Границу данного интервала Ш. Маруяма и др. [Maruyama et al., 2007а] определяет в 4.0 млрд лет, но с учетом возраста импактных цирконов, окончания интенсивной бомбардировки (3.9 млрд лет), появ-

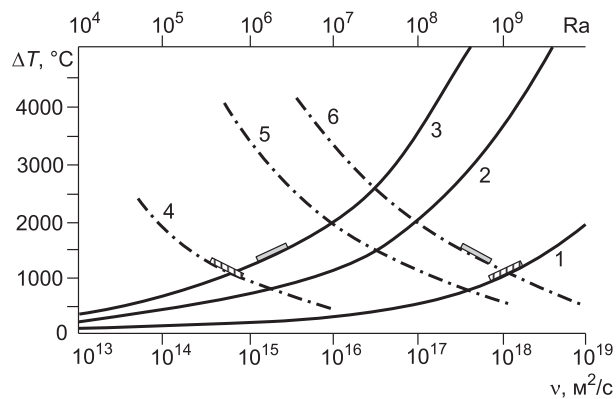


Рис. 2. Теплообмен и реология нижней мантии в ранние периоды развития Земли [Добрецов, Кирдяшкин, 1994, 1995].

Зависимость вязкости ν в нижней мантии от перепада температуры ΔT при $q_0 = 59 \text{ мВт/м}^2$ (1), $5q_0$ (2) и $10q_0$ (3) и зависимость числа Рэлея Ra от ΔT при q_0 (4), $5q_0$ (5) и $10q_0$ (6). Прямоугольники вдоль кривых показывают вероятные значения ΔT , ν и Ra при q_0 и $10q_0$.

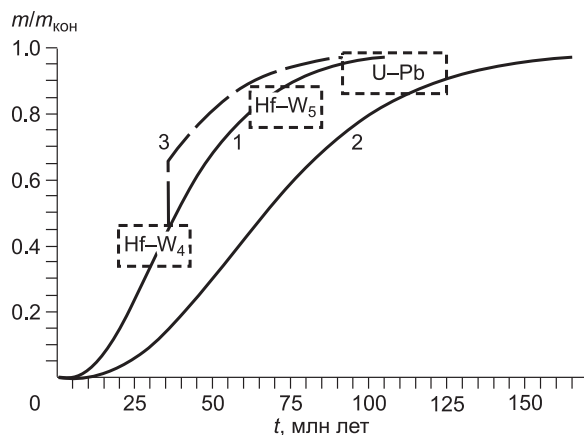


Рис. 3. Рост относительной массы Земли $m/m_{\text{кон}}$ (конечная масса) при аккреции [Витязев, Печерникова, 2009].

1 — модель, учитывающая роль крупных тел; 2 — модель расширяющихся зон питания; 3 — модель с мегаимпактом; 4 — условия формирования ядра Земли в процессе ее роста по изотопии Hf-W [Shoenberg et al., 2002; Kleine et al., 2002]; 5 — то же при условии отделения и дифференциации лунной мантии позже на 60 млн лет [Kleine et al., 2008].

ления древнейших пород серий Исуа и Амйтсок в Гренландии моложе 3.9 млрд лет, мы сдвигаем эту границу до 3.9 млрд лет. Исчезновение магматического океана и его глубина, как указано выше, зависят от механизма образования Луны, интенсивности метеоритной бомбардировки и колеблется в значительных пределах, но после 4.0 млрд лет существование магматического океана маловероятно [Maquyama et al., 2007a,b]. Тем не менее В.С. Шкодинский [2009] считает формирование магматического океана мощностью до 1000 км важнейшим событием в истории Земли и допускает наличие реликтов этого океана до конца архея. Варианты образования первичной коры в Хадее, изложенные в работах [Halliday, 2001; Maquyama et al., 2007a,b; Силантьев и др., 2008; Шкодинский, 2009], показывают высокую дискуссионность этого вопроса ввиду отсутствия твердо доказанных фактов.

3. Интервал 2—3а—3б соответствует архею, который границей 3а мы разделили на катархей, или ранний архей (3.9—3.3 млрд лет), и средний—поздний архей (3.3—2.7 млрд лет). Остывание мантии и ядра происходило все это время, из-за чего появилось внутреннее ядро Земли — около 3.3—3.5 млрд лет, по оценке [Yoshihara et al., 2003] или ближе к 2.9 млрд лет, по оценке [Maquyama et al., 2007b]. Но в любом случае к концу архея появилось внутреннее ядро Земли и заметно (в 1.5—2 раза, по оценке [Yoshihara et al., 2002]) усилилась напряженность магнитного поля. Отражением остывания верхних оболочек явилось массовое образование алмазов (90 % древних алмазов, выносимых кимберлитами) в интервале 3.2—2.9 млрд лет [Richardson et al., 1984; Shirey et al., 2004]. Это связано, во-первых, с утолщением литосферы — к рубежу 3.3—3.2 млрд лет она превысила мощность 100 км, а до этого она была 50 км и меньше, как сегодня под океанами [Boyd, 1989; Похиленко и др., 1993; Pearson, Shirey, 1999]. Во-вторых, наступило заметное окисление мантии, когда появились карбонатиты и растворы, обогащенные CO_2 . Они реагировали с метаном, образуя алмазы. Таким образом, «алмазный рубеж» являлся важным показателем изменения теплового режима и окисления мантии.

Все это время в архее (3.9—2.7 млрд лет) формировалась первичная гранитная кора (рис. 4). Она соответствовала почти постоянному составу серых гнейсов, или ТТГ (тоналит-грондземитовых гнейсов), которые очень близки к адакитам — продуктам переплавления океанической коры в зонах субдукции [Martin et al., 2005; Добрецов, 2010]. Большие объемы и постоянство состава ТТГ позволяют предположить, что это были пологие и горячие зоны субдукции, близкие к андийско-перуанскому типу или коллизионным зонам типа Гималаи—Тибет, где надсубдукционный мантийный клин был редуцирован, и древняя океаническая кора плавилась, совместно с утолщенной первичной континентальной корой. Но проблема ТТГ требует дальнейшего изучения и обсуждения.

В целом к концу архея сформировалось 30—50 % объема континентальной коры (см. рис. 4) состава, близкого к ТТГ и адакитам (островодужным андезитам).

Наконец, в результате роста континентальной коры с 3.3 млрд лет стало нарастать отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в гранитах и терригенных породах, а также отношение $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ в осадках (см. рис. 1), но настоящие калиевые граниты и массовые щелочные породы появились на рубеже около 2.7 млрд лет [Жогарко, Хаин, 2001].

4. На рубеже архей—протерозой (2.6—2.7 млрд лет) проявлен один из главных максимумов формирования коровых пород (см. рис. 1), началось формирование К-гранитов и щелочных пород [Жогарко, Хаин, 2001; Хаин, 2003], вероятно, сформировался первый суперконтинент [Хаин, 2003, 2010], контуры и название которого не определены из-за недостатка палеомагнитных данных. До этого преобладала «тектоника малых плит» [Хаин, 2003], так как число Рэлея было высоким и режим конвекции в мантии был близок к турбулентному (см. рис. 2) [Добрецов, Кирдяшкин, 1995]. Весь архей, включая, возможно, и катархей, режим конвекции в мантии был двуслойным [Maquyama et al., 2007b], хотя, по нашей оценке, он был, скорее, хаотичным (высокотурбулентным), но общемантийным [Добрецов, Кирдяшкин, 1994, 1995].

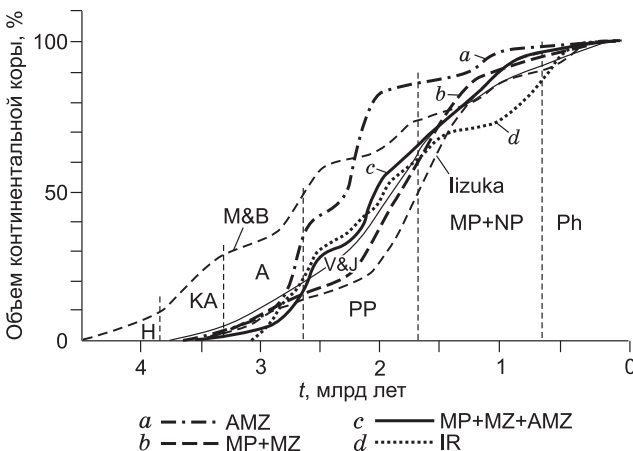


Рис. 4. Скорость роста коры, оцененная на основании распределения возраста обломочных цирконов

в речных песках: *a* — Амазонки (AMZ), *b* — Миссисипи и Маккензи (MP + MZ), *c* — из всех трех рек, *d* — Иртыша (IR) в сравнении с кривыми роста коры по данным Iizuka [Iizuka et al., 2006], M&B [Mc Cullock, Benett, 1994], V&J [Veizer, Jansen, 1979], цитировано по [Rino et al., 2004]. Рост 50 % коры по разным моделям соответствует интервалу 2.7—1.7 млрд лет. H — Хадей, KA — катархей, A — архей, PP — палеопротерозой, MP + NP — средний + неопротерозой, Ph — фанерозой (по данным [Rino et al., 2004; Safonova et al., 2009]).

В любом случае, на рубеже 2.6—2.7 млрд лет режим конвекции в мантии изменился и это вызвало вышеприведенные и другие крупные следствия [Жарков, 1983; Добрецов и др., 2001а; Котелкин, Лобковский, 2007].

По мнению [Maruyama et al., 2007b], с этого рубежа появились суперплюмы и началась «тектоника плюмов». Этому соответствует первый максимум возрастов мантийных пород (см. рис. 1) [Isley, Abbott, 2002]. Как можно понять из рисунков в статье [Maruyama et al., 2007b, fig. 3], элементы двуслойной конвекции в верхней и нижней мантии сохранились, но они нарушались крупными струями восходящих суперплюмов и крупными каплями реститов из зон субдукции, которые погружались до ядра и закладывали, таким образом, основы общемантийной конвекции. Тем не менее нижнемантийные и верхнемантийные резервуары, по геохимическим данным, обособились вновь к 2.0—1.8 млрд лет [Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Condie, 2005].

5. Интервал 2.6—1.8 млрд лет (палеопротерозойский) явился важнейшим для формирования основного объема континентальной коры (см. рис. 1, 4). К рубежу 1.9—1.8 млрд лет на большинстве континентов сформировано 60—90 % объема континентальной коры [Rino et al., 2004]. Различие кривых на рис. 4 после 2.6 млрд лет связано с интенсивностью позднеархейской эпохи корообразования (3.2—2.5 млрд лет), максимальной для кривой (а) и минимальной для кривой (б), и соотношения гренвильской (1.4—1.1) и неопротерозойской (0.8—0.5) эпох корообразования, максимально отличающихся для (б) и (д). В середине или к концу этого периода сформировались первые максимумы Rb-Sr отношения в осадках и калиевости гранитов и песчаников (см. рис. 1).

В конце этого этапа в интервале 1.9—1.7 млрд лет произошли крупнейшие коллизионные процессы, второй по величине максимум гранитообразования (см. рис. 1) и формирование суперконтинента, для которого предлагает название «карелий» или «колумбий» [Хаин, 2003; Rino et al., 2004; Condie, 2005].

6. Интервал 1.7—0.7 млрд лет характеризуется низкой эндогенной активностью, снижением изотопных отношений Rb-Sr и калиевости гранитов-песчаников (см. рис. 1). Он может быть разбит рубежом 5а (около 1.1 млрд лет) на два интервала: 1.7—1.1 млрд лет с минимальным уровнем эндогенной активности и интервал 1.1—0.7 млрд лет — собирания и распада третьего суперконтинента Родиния (от русского слова «родить»), с которым ассоциируются локальные максимумы эндогенной активности Rb-Sr изотопных отношений и калиевости гранитовых песчаников в интервале 0.9—1.0 млрд лет.

Главный минимум эндогенной активности 1.7—1.1 млрд лет (по другим оценкам более узкий 1.6—1.2 млрд лет [Isley, Abbott, 2002]), по нашему мнению [Добрецов и др., 2001а], объясняется перестройкой мантийных течений — переходом от общемантийной к двуслойной конвекции, а также снижением активности плюмов [Isley, Abbott, 2002], возможно, обусловленным такой же перестройкой конвекции.

7. Рубеж 5а около 750 млн лет, значение которого иллюстрируется рис. 5, заслуживает специального внимания. На рис. 5, А приведена диаграмма *PT*-условий образования метаморфических пород, извлеченных из глубинных зон, в том числе из зон субдукции. До рубежа 1 млрд лет все извлекаемые породы характеризовались умеренными давлениями (1.0—1.2 ГПа), что соответствует глубине 40—50 км. Начиная с 750 млн лет, стали извлекаться высокобарические породы, содержащие коэсит (давление свыше 2.5 ГПа), вплоть до алмазосодержащих пород (давления 4.0—6.0 ГПа, глубина 160—200 км). Это означает, что на той же глубине (например, около 100 км или 2 ГПа) породы становились все более холодными (*T* снизилась от 1000 °С до 400—600 °С). Данная диаграмма перекликается с нижеприводимыми диаграммами, где также показаны условия образования алмазосодержащих кокчетавских пород.

Подобные процессы возможны только в том случае, если скорость субдукции заметно повысилась и достигла или превысила современную максимальную (около 10 см/год).

К чему это привело, иллюстрирует рис. 5, Б [Maruyama, Liou, 2005]. Возникшие цепочки событий в своей основе выглядят следующим образом: 1) ускорение зоны субдукции привело к возможности «затаскивать» воду в мантию в зонах субдукции, что обусловило гидратацию и «разбухание» верхнемантийного клина под континентом; 2) это привело к подъему континентов и понижению уровня моря; 3) возникла новая береговая линия, 4) возникли большие реки; 5) расширился шельф, шельфовое осадконакопление, усилился фотосинтез и концентрация углеводородов. Это определило, в свою очередь, 6) увеличение кислорода в атмосфере; 7) рождение озонового слоя; 8) возникновение жизни на суше. Правда, события (6—8) развивались в основном позже, вплоть до середины ордовика (450 млн лет) [Добрецов и др., 2001б; Dobretsov et al., 2008].

Этим событием предшествовало снижение эндогенной активности, что отразилось на диаграмме (см. рис. 5, А) малым числом точек в интервале 1000—750 млн лет. Этот интервал Ш. Маруяма [Maruyama, Liou, 2005; Maruyama et al., 2007a,b] назвал «мертвая Земля», а мы связали его с перестройкой конвективных течений и плюмов в мантии. Это привело к охлаждению поверхности Земли, и в интервале 750—600 млн лет проявились частые и крупные оледенения, возможно, наиболее крупное около 640 млн лет [Добрецов, Чумаков, 2003]. Для них применяют определение «snowball Earth» — замерзшая Земля, похо-

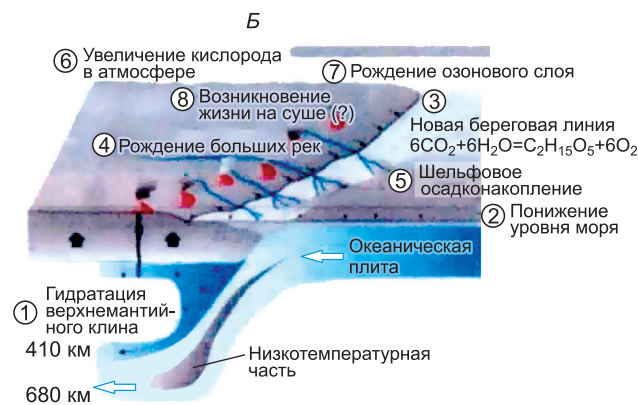
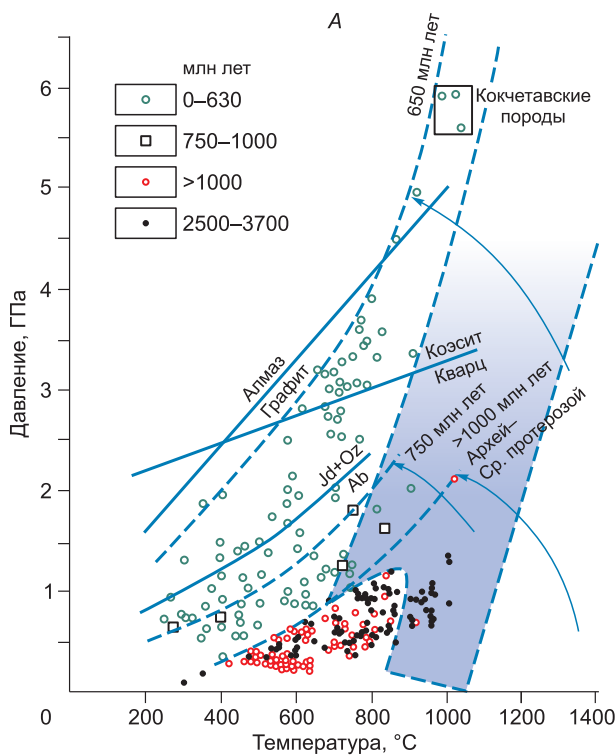


Рис. 5. Условия температуры и давления в разновозрастных метаморфических породах, извлеченных из зоны субдукции (А); Б — динамика мантии и изменения в прибрежной части континента по взаимосвязанной цепочке событий 1—8 в интервале 600—750 млн лет (пояснения см. в тексте) [Maruyama, Liou, 2005; Maruyama et al., 2007b].

жая на снежный шар [Hoffman, Schrag, 2002; Maruyama, Liou, 2005; Isozaki, 2007]. Первые гипотезы о возможности такого состояния родились из геохимических данных и палеомагнитных определений ледниковых отложений, которые в ряде случаев оказывались вблизи палеоэкватора. Здесь еще много противоречий, поэтому приведенный сценарий — один из возможных.

Усиление субдукции в интервале 750—600 млн лет дало вспышку островодужного магматизма, массовое, но очень изменчивое поступление CO_2 в атмосферу, ее окисление и потепление климата. Начиная с 600 млн лет, эндогенные системы, климат и биосфера развиваются по сценариям, сходным с современными.

8. Период 600–0 млн лет и рубеж около 250 млн лет. Детали фанерозойской эволюции и вариации палеогеодинамики рассмотрены подробно во многих работах [Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Хаин, 2003; Condie, 2005; и др.]. Упомянем еще одну крупную перестройку эндогенных климатических и биосферных систем около 250 млн лет, связанную с массовыми и катастрофическими излияниями сибирских траппов и другими последствиями Сибирского суперплюма [Добрецов, 2003, 2008; Isozaki, 2007].

Приведены лишь общие и наиболее важные тренды эволюции Земли и переломные моменты в этой эволюции. Далее мы перейдем к современной геодинамике, которая в основных чертах сходна с рубежа 600—700 млн лет, и последовательно охарактеризуем общие черты современной геодинамики и ее важнейшие процессы — океанический спрединг, субдукция, мантийные плюмы.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

Современная геодинамика, как уже отмечено в начале статьи, определяется сочетанием тектоники плит, тектоники плюмов и космических факторов (прежде всего вариациями солнечной радиации), влияющих на поверхностные процессы. Главным процессом по масштабам тепломассопереноса является многослойная конвекция в ядре, нижней мантии и верхней мантии (в астеносфере) (рис. 6).

Конвекция во внешнем жидком ядре определяет рост внутреннего твердого ядра, рождение и вариации магнитного поля Земли, нагрев и медленную конвекцию в нижней мантии. Источники энергии во внешнем ядре оцениваются пока весьма приблизительно, вероятно, это остаточное тепло, накопленное во время аккреции [Хаин, 2010], взаимодействие внешнего и внутреннего ядра, распад радиоактивных элементов, прежде всего U в жидком металлическом внешнем ядре [Балашов, 1985], окисление восстановленных флюидов (H_2 , CH_4 и др.), выделяющихся из ядра на границе с нижней мантией (см. ниже). Взаимодействие ядра и нижней мантии, в частности, выделение окисляющихся газов, определяет рождение плюмов — мощных мантийных струй, достигающих поверхности и существенно дополняющих многослойную конвекцию.

Конвекция в нижней мантии, несмотря на медленность и нестационарность, определяет перенос тепла в верхнюю мантию и градиент температуры на границе с верхней мантии, благодаря чему возмож-

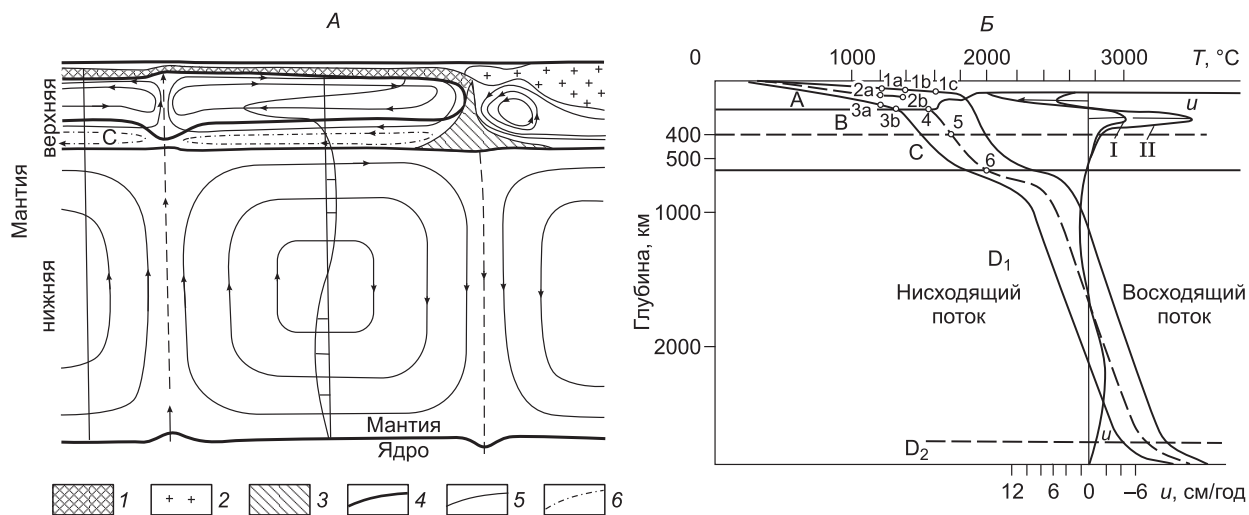


Рис. 6. А — схема мантийных течений [Добрецов, Кирдяшкин, 1994].

1, 2 — океаническая и континентальная литосфера; 3 — субдуктирующая плита с возможным растеканием в слое С; 4 — границы между геосферами; 5, 6 — линии течения в астеносфере и нижней мантии (5) и в слое С (6).

Б — распределение температуры в мантии Земли, рассчитанные в восходящем и нисходящем потоках [Добрецов и др., 2001а].

А — литосфера, В — астеносфера, С — переходный слой, D₁ — нижняя мантия, D₂ — переходной слой. Точки 1а, 1б, 1с; 2а, 2б; 3а, 3б; 4, 5, 6 — оценки Р-Т условий по глубинным ксенолитам. Профили скорости в верхней мантии для неподвижной (I) и движущейся (II) литосферной плиты.

но возникновение плоских конвективных ячеек в астеносфере с горизонтальными размерами, соизмеримыми с размерами плит (3—10 тыс. км) при толщине ячеек порядка 300 км.

Конвекция в астеносфере — главная движущая сила тектоники плит. Важнейшими ее следствиями являются спрединг в срединно-океанических хребтах и рождение базальтовой океанической коры, а также субдукция океанических плит, частичное переплавление океанической коры и осадков на глубине 100—160 км и рождение новой континентальной коры. Оба процесса, таким образом, являются термохимическими, как и вся термохимическая машина Земли, включающая также рост металлического ядра и термохимические процессы на границе ядро—мантия.

Внутренних источников тепла в верхней и нижней мантии немного — верхняя мантия деплетированная, здесь почти все радиоактивные элементы вынесены в континентальную кору, нижняя мантия — частично деплетированная и здесь небольшой вклад от распада радиоактивных элементов вполне реален. Но в основном в верхней и нижней мантии происходит конвективный перенос тепла от границы ядра и мантии [Добрецов и др., 2001а].

Дополнительный перенос тепла от этой границы осуществляют мантийные плюмы, в том числе современные плюмы — Гавайский, Исландский, Кергулен и др. Мантийные плюмы рождаются за счет потока газов (H₂, CH₄, КН и др.) из металлического ядра, который окисляется при взаимодействии с минералами нижней мантии и понижает температуру плавления смеси оксидов нижней мантии. Рожденный в местах концентрации газовых струй расплав прокладывает себе дорогу в верхней и нижней мантии по механизму «газовой горелки» со скоростью, на порядок выше максимальной скорости конвекции.

Детали этой модели обсуждены ниже. Но в любом случае мантийные плюмы являются более эффективным механизмом выноса тепла от внешнего ядра, и в периоды усиления плюмовой активности, совпадающие, как правило, с ослаблением или замедлением процессов субдукции, происходит остывание внешнего ядра, ослабевает или исчезает турбулентность течений в нем и исчезают инверсии магнитного поля [Larson, Olson, 1991; Добрецов, Кирдяшкин, 2001а]. Наличие этого дополнительного регулятора подтверждает предположение, что основной источник тепла сконцентрирован в ядре. Плюмовый магматизм проявляется на поверхности в виде больших ареалов базальтовых извержений и интрузий в литосфере, а также ареалами кимберлитовых трубок и щелочных, щелочно-ультраосновных интрузий, которые добавляют разнообразия в состав континентальной коры.

Таким образом, плюмовый магматизм является существенным элементом современной геодинамики и более универсальным механизмом, так как тектоника плюмов проявлена на всех планетах земной группы, где тектоника плит отсутствует [Maruyama, 1994].

ПРОЦЕССЫ СПРЕДИНГА

Процессы спрединга осуществляются на оси срединно-океанических хребтов, образующих единую систему протяженностью около 60 тыс. км, в меньших масштабах — в осевой части глубоководных впадин задуговых бассейнов (бассейн Паресе-Вела Филиппинского моря, впадина Японского моря, Южно-Охотская впадина и др.).

Срединно-океанические хребты (СОХ) характеризуются монотонным снижением поперек хребта его высоты на 3—4 км и увеличением мощности литосферы от 8—10 км на оси хребта до 70—80 км в краевой части, при ширине хребта по нормали к его оси $x_1 = 3000—5000$ км. Увеличение глубины от оси хребта в быстроспрединговых хребтах описывается зависимостью $\Delta H = 0.35\sqrt{t}$, где ΔH — увеличение глубины в метрах, t — возраст океанического хребта (млн лет), при $t \geq 90$ млн лет зависимость исчезает. Тепловой поток ($q(x=0) \sim 5\bar{q}$), т.е. на оси хребта в среднем в 5 раз выше его значений на дне океанических плато. Нормально к оси хребта проявлены трансформные разломы, выраженные линейной впадиной глубиной 1—2 км и шириной 10—30 км. Максимальное расстояние между трансформными разломами 300—400 км.

Эти данные, приведенные во многих работах [Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Добрецов и др., 2001а; и др.], положены в основу лабораторного и теоретического моделирования, изложенного первоначально в работе [Кирдяшкин, 1989], уточненного в работах [Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Добрецов и др., 2001а] и дополненного в последних работах [Кирдяшкин и др., 2005, 2008]. Ниже мы приведем кратко основные результаты этого моделирования и дополним их еще не решенными задачами просачивания расплавов в осевой части зон спрединга с образованием дунитов и дунитовых жил.

Астеносферу под СОХ представляем в виде плоского слоя со средней толщиной l (около 400 км в оси хребта и 340 км в краевой части), принимая нижнюю границу астеносферы со слоем С (см. рис. 6) постоянной ~ 420 км.

На основании анализа геологических, геофизических данных и лабораторных экспериментов построена теплофизическая модель астеносферы под океанами (рис. 7). Она представлена в виде горизонтального слоя, нагреваемого снизу и сбоку (в окрестности оси СОХ) и охлаждаемого на кровле (на границе астеносфера—литосфера), подошва слоя — адиабатическая [Кирдяшкин и др., 2005]. В экспериментах [Кирдяшкин и др., 2002, 2005] обнаружены два режима течения. При числах Рэлея $Ra = \beta g \cdot \Delta T_{\max} \cdot l^3 / \alpha \cdot \nu < 5 \cdot 10^5$ (где β — коэффициент теплового объемного расширения, g — ускорение силы тяжести, $\Delta T_{\max} = T_{\max} - T_1$, l — толщина слоя, α — температуропроводность, ν — кинематическая вязкость) высота валиков у кровли слоя равна половине толщины слоя (разрез II—II) и скорость течений с увеличением x уменьшается по линейному закону. Этот режим «установившегося течения» характерен для астеносферы под континентом и вблизи зоны субдукции (см. рис. 7) [Добрецов и др., 2001а]. Для астеносферы под океаном вблизи СОХ $Ra > 5 \cdot 10^5$ соответствует режиму пограничного слоя. Здесь высота валиков вблизи кровли астеносферного слоя заметно меньше $0.5l$ (разрез I—I). Для этого режима по толщине слоя выделяются две области: область пограничного слоя, где возникают конвективные валики, и

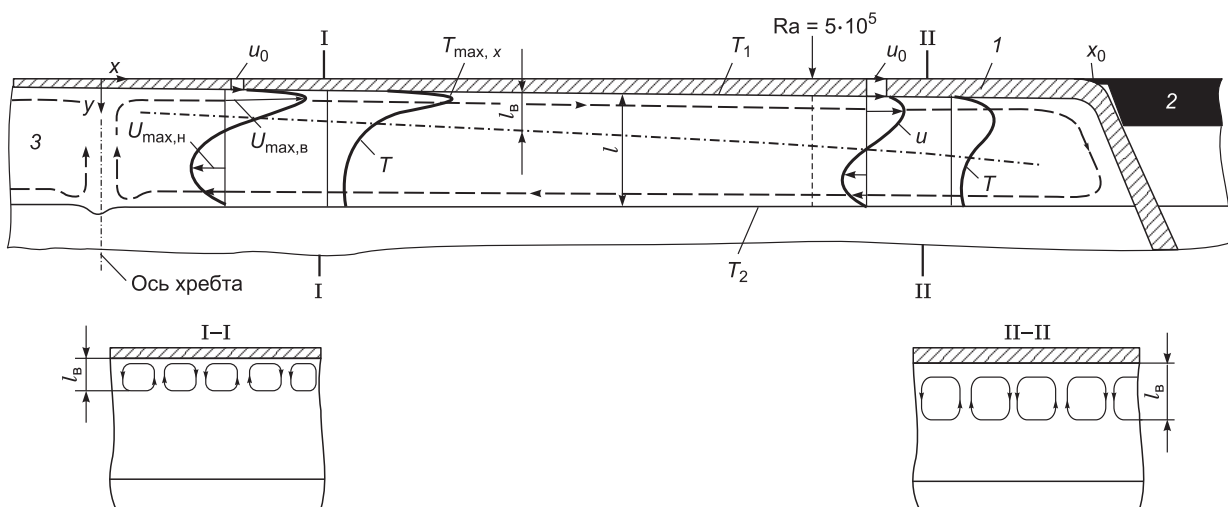


Рис. 7. Структура конвективных течений в астеносфере под океаном [Кирдяшкин и др., 2005].

1 — океаническая литосфера, 2 — континентальная литосфера, 3 — астеносфера. Нанесены профили скорости течения (U) и температуры (T) в астеносфере в режиме пограничного слоя ($Ra > 5 \cdot 10^5$) и в режиме установившегося течения ($Ra < 5 \cdot 10^5$), u_0 — скорость движения океанической литосферы. На разрезах по I—I и II—II показаны конвективные валики высотой l_B . Штриховой линией изображено крупномасштабное течение, штрихпунктирной — высота валиков с удалением от оси хребта.

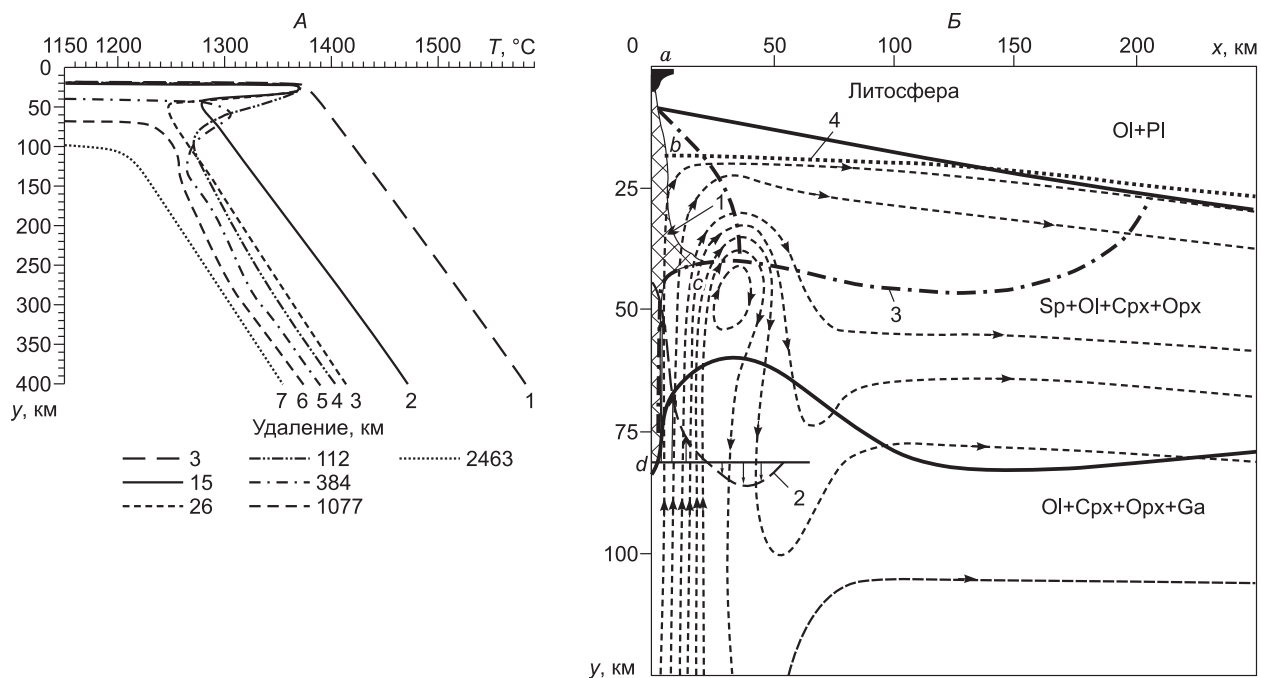


Рис. 8. А — распределение температуры в разных сечениях срединно-океанического хребта по удалению от оси хребта [Кирдяшкин и др., 2008]. **Б** — область плавления и течения вблизи оси срединно-океанического хребта.

Штриховыми линиями со стрелками показаны линии тока, штрихпунктирная линия отделяет зону дунитовых линз и жил в области $b-c$, a — магматическая камера, $a-d$ — интервал сегрегации расплава; 1 — зона образования и течения расплава, 2 — профиль скорости течения, 3 — граница солидуса перидотита KLB-1, 4 — граница литосферы [Кирдяшкин и др., 2006, с изменениями].

область ядра, где течение плоскопараллельное и скорость течения не зависит от x [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2008].

Скорость движения литосферы сказывается на форме профиля скорости в верхней части астеносферы (при $y < 150$ км) и не влияет на максимальную скорость течения U_{\max} в нижней части слоя. С увеличением скорости движения океанической литосферы существенно уменьшается касательное напряжение τ на границе литосфера—астеносфера и суммарная сила трения F , действующая со стороны астеносферного течения на плиту, т.е. плита может «проскальзывать» и $U_{\text{лит}} \leq U_{\text{аст}}$ [Кирдяшкин и др., 2008].

У охлаждающей верхней части астеносферы (на границе с литосферой), как отмечено выше, возникают условия неустойчивой стратификации, которые приводят к возникновению валиковых течений с осью валиков по направлению горизонтального течения от оси хребта. Они объясняют «нуль-трансформные разломы» (без смещения вдоль разлома) и впадины трансформных разломов, так как в области нисходящего течения двух валиков устанавливается минимальная температура и понижение дна океана. Диаметр валиков равен половине мощности астеносферы, следовательно, два диаметра валиков в области установившегося течения равны максимальному расстоянию между трансформным разломом и, примерно, равным мощности литосферы, что подтверждается вышеприведенными данными [Кирдяшкин, 1989; Добрецов, Кирдяшкин, 1994].

Профили температуры в астеносфере под СОХ, построенные с использованием экспериментальных данных [Кирдяшкин и др., 2005], показаны на рис. 8, А. Ярко выраженный максимум при $T = 1370$ °С наблюдается на глубине 30 км при расстоянии от оси $x = 2-60$ км, уменьшается до 1300° на глубине 50 км при $x = 100-110$ км (кривые 1—5). После слабовыраженного максимума около 1260° на глубине 80 км (см. рис. 8, А, кривая 6), при $x = 1200-2500$ км наблюдается только перегиб при T около 1200° на глубине ~ 100 км. Градиент температуры в ядре астеносферного слоя остается примерно постоянным при $y > 100$ км [Кирдяшкин и др., 2005]. Были рассчитаны также мощности литосферы и тепловые потоки под океаном (на примере центральной части Атлантического океана) на основе предложенной модели [Кирдяшкин, 1989; Добрецов, Кирдяшкин, 1994].

Особое внимание надо уделить верхней части осевой зоны хребта и переходной зоны астеносфера—литосфера с учетом просачивания расплавов и особенностей состава MORB-базальтов срединно-

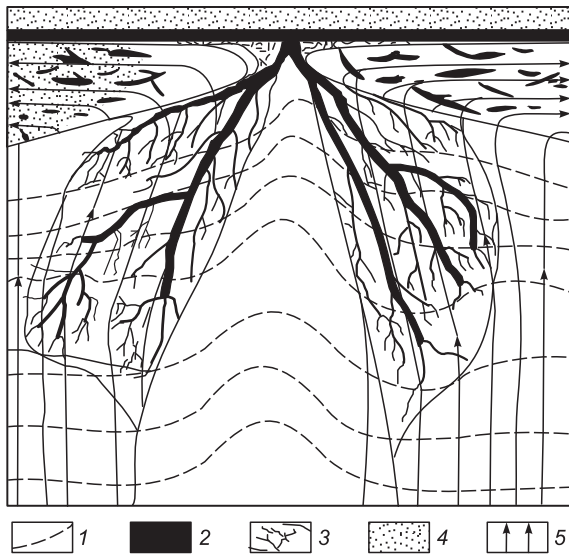


Рис. 9. Строение мантии под осевой частью СОХ до глубины ~50 км.

Модифицировано из [Kelemen et al., 2002]. 1 — Полосчатые гарцбургиты, 2 — дуниты замещения, 3 — осевая магматическая камера, 4 — литосфера, 5 — направления течений.

океанических хребтов, формирующих океаническую кору. На рис. 8, Б кроме температуры показаны линии течения и фазовые границы в осевой зоне СОХ [Кирдяшкин и др., 2005]. Учет нисходящих линий течения приводит к тому, что в верхней части разреза (до глубины 40—45 км) вместо поля расплава, показанного линией 3 до ширины 200 км от оси хребта, зона расплава уменьшается до линии 1 (2—10 км шириной) и линии 5 — зоны канализованного просачивания шириной до 40 км, схематически показанного на рис. 9.

Структурные и петролого-геохимические исследования мантийной части разреза офиолитов выявили

связь между миграцией (просачиванием) базитовых расплавов, высокотемпературными деформациями реститовых перидотитов и образованием дунитовых линз и жил. Как справедливо отметили В.Г. Батанова, Г.Н. Савельева [2009], впервые эту взаимосвязь выявил и проинтерпретировал Н.Л. Добрецов [Добрецов, 1978, 1980; Добрецов и др., 1977] в конце 1970-х годов, а в западной литературе эту проблему стали широко обсуждать только в 1990-х годах [Kelemen, Dick, 1995; Kelemen et al., 2000; Aharonov et al., 1995; Suhr, 1999]. С учетом рис. 8, Б и вышеперечисленных работ (прежде всего [Kelemen et al., 2000]) на рис. 9 построен вероятный петрологический разрез осевой части СОХ, в котором выделен центральный канал с максимальной скоростью миграции (просачивания) расплава и вязкопластическими деформациями сформированных здесь гарцбургитов. Они характеризуются полосчатостью, отражающей пульсации просачивания, и минеральной линейностью (шнуры $Orx_2 + Srx_2 + Sp_2 + Ol_2$ в деформированной матрице $Ol_1 + Orx_1 + Sp_1$), примерно соответствующей зоне расплава, ограниченной линией 1 на рис. 8, Б. Они обрамляются зоной с более медленным канализованным течением расплава, которое отражается многочисленными линзами и жилами дунитов. Дуниты замещения образуются при медленном просачивании расплава по изолированным каналам в результате растворения пироксенов и кристаллизации реакционного оливина $Ol_3 (+Sp_3)$ [Добрецов, 1978, 1980; Kelemen, Dick, 1995; Kelemen et al., 2000; Батанова, Савельева, 2009; Савельева и др., 2009]. Этому способствует формирование эшелонированных сдвиговых зон на глубине менее 30 км и при температуре 950—1100 °С [Kelemen, Dick, 1995], что показано и в серии лабораторных экспериментов по сегрегации расплава в частично расплавленных перидотитах при различных соотношениях деформации сдвига и уровня стресса [Holtzman, Koldstedt, 2007].

Многочисленными наблюдениями соотношения деформированных полосчатых перидотитов и дунитовых жил в офиолитах Урала и Куртушобинского пояса в Западном Саяне [Добрецов и др., 1977; Савельева, 1987; Савельева и др., 2009] показано, что жилы и линзы дунитов образуются позже при подъеме и остывании перидотитов. Поэтому на рис. 9 центральная зона вверх сужается, а зона с дунитами расширяется. Самой внешней зоной на контакте с литосферой является дунитовая зона с линзами хромита, что подтверждается экспериментами [Holtzman, Koldstedt, 2007] и наблюдениями в офиолитах Урала [Савельева, 1987; Савельева и др., 2009]. Наблюдаются некоторые отличия в массивах Крака и Нурали на Южном Урале, характеризующих зону СОХ и Войкаро-Сыньинского массиве на Полярном Урале. Этот массив представляет «надсубдукционные» офиолиты задуговых бассейнов [Савельева и др., 2009], и, соответственно, можно выделить два варианта транспортировки расплава.

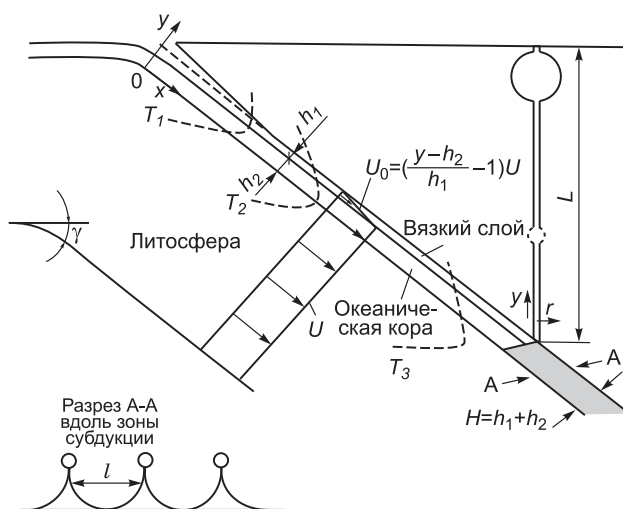
При всех вариациях главный результат предложенной модели — неполное равновесие поднимающегося расплава и даже их изоляция в каналах от реститовых гарцбургитов, благодаря чему в камеру, где формируется океаническая кора, приходят и усредняются расплавы с разных глубин, что поддерживает постоянство состава MORB при разных скоростях спрединга [Kelemen et al., 2000; Батанова, Савельева, 2009].

ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

Возможность формирования новой континентальной коры за счет расплавов из зоны субдукции (с учетом реакции эклогитизации) впервые была четко сформулирована В.С. Соболевым [Соболев, Соболев, 1975], но до сих пор продолжает активно обсуждаться. Итоги одной из последних дискуссий [Niu,

Рис. 10. Теплофизическая модель зоны субдукции при постоянной скорости субдукции $U = \text{const}$.

Показано вязкое течение в слое h_1 и изменение в нем скорости течения U_0 от 0 до U ; океаническая кора h_2 ; граничные условия и схема образования диапиры из зоны плавления H при $H \geq h_1 + h_2$. На схематическом разрезе по А—А изображены диапиры, формирующиеся периодически через расстояние l вдоль фронта плавления [Добрецов и др., 2001a, 2009]. Остальные пояснения см. в тексте.



О'Нара, 2009] суммируют преимущества модели, в которой первичная магма — андезитовая, в наибольшей мере соответствует стадии активной континентальной окраины (Перу, Чили) или ранней коллизионной стадии (дациты Тибета).

Сопоставление экспериментальных и геологических данных с результатами моделирования зон субдукции были сделаны автором в докладе на конференции, посвященной 125-летию со дня рождения академика А.Н. Заварицкого — учителя и соратника В.С. Соболева (Москва, ИГЕМ, март 2009 г.) и соответствующей недавней публикации [Добрецов, 2010]. Здесь мы повторим кратко основные выводы названных презентаций и публикаций, с некоторой корректировкой дискуссионных моментов.

При теплофизическом моделировании плавления в зоне субдукции (рис. 10) рассмотрим в качестве первого приближения только плавление двух слоев — вязкого слоя (h_1) мощностью около 3 км, состоящего в основном из осадков и примерно соответствующего выходной щели аккреционного клина, и океанической коры как слоя (h_2) мощностью около 8—10 км [Добрецов и др., 2009]. Изотермы T_1 , T_2 и T_3 на рис. 10 лишь схематически показывают минимумы температур, которые смещаются из слоя h_1 (для T_1) в основание слоя h_2 (для T_2) и ниже слоя h_2 (для T_3). Требуется более тщательный расчет поля температур с учетом скорости субдукции, тепла трения в слое h_1 , нагрева слоя h_1 со стороны надсубдукционной мантии, перераспределения расплава в зоне плавления.

Плавление для водосодержащих слоев h_1 и h_2 начинается при температуре 800—1000 °С. Экспериментально для пород слоя h_2 (океанических базальтов) плавление изучено при температуре 1000—1200 °С при давлении 3.2—4.2 ГПа [Rapp et al., 1999; Martin et al., 2005].

Безразмерная температура N_e зависит от безразмерного расстояния $\bar{x}_2 = x/h_2$ (в долях мощности коры h_2) и критерия Пекле Pe , в свою очередь, зависящего от скорости субдукции U :

$$N_e = \bar{x}_2 - Pe(1 - e^{-\bar{x}_2/Pe}) = T_0 \lambda / h_2 \bar{q} \sin \gamma. \quad (1)$$

$$Pe = H \cdot U / \alpha, \quad (2)$$

где T_0 — средняя температура по толщине коры, λ — теплоемкость, \bar{q} — средний тепловой поток в литосфере в зоне субдукции, H — мощность зоны плавления, α — коэффициент температуропроводности, γ — угол наклона субдуктирующей плиты (см. рис. 10).

Вдоль магматического фронта (линии А—А на рис. 10) возникают струи, которым соответствуют центры групп вулканов [Tamura et al., 2002; Добрецов, 2010]. Расстояние между струями $l = n \cdot H = 60—140$ км, где $n = 2.5—6$ (в среднем около 5), благодаря чему вероятная эффективная мощность зоны плавления $H = 0.2l$. Удельное количество расплава W на единицу длины вдоль линии А—А определяется соотношением

$$W = U \cdot H \cdot l = UH^2 \cdot n. \quad (3)$$

Отсюда следует критерий субдукционного магматизма K_w , который сформулирован как

$$K_w = \frac{Pe \cdot H}{L} = \frac{UH}{\alpha} \left[\frac{H}{L} \right] \geq 0.36 \quad (\text{при } n = 5). \quad (4)$$

При $H = 12—24$ км, глубине $L = 100—160$ км для подавляющего большинства зон субдукции $\left[\frac{H}{L} \right] = 0.08—0.24$ (в среднем 0.15), и мы получаем

$$K_w = \left[\frac{UH}{\alpha} \right] \geq 2.2. \quad (5)$$

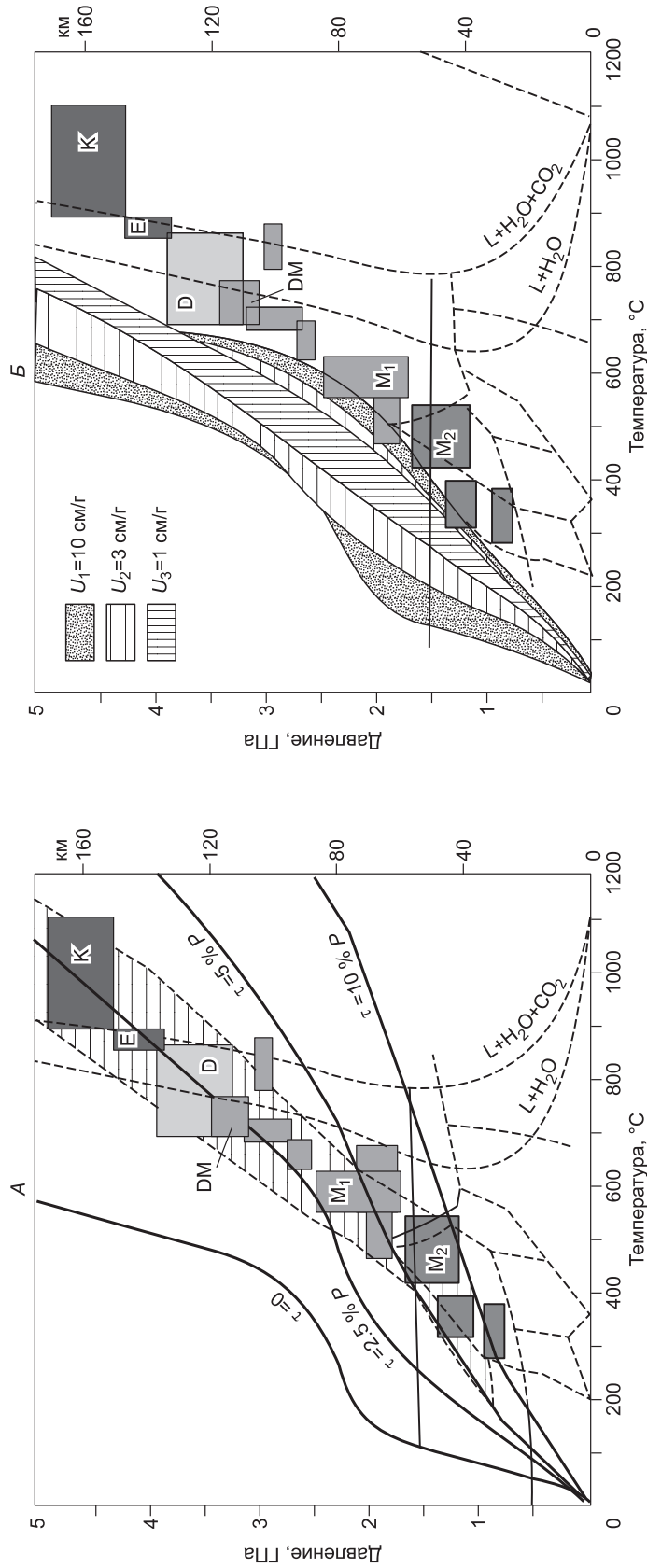


Рис. 11. Сопоставление P - T условий высокобарических комплексов с P - T условиями в зоне субдукции, рассчитанных:

А) при наличии трения вдоль контакта плит, если тангенциальное напряжение $\tau = KP$; K от 0 до 10 %; *Б*) «наилучшие оценки» для разных U_1, U_2, U_3 из [Реасок, 1996; Добрецов и др., 2001а]. Штриховыми линиями показана схема фаций, прямоугольниками К, Е, D, DM, M, M₂ — оценки P - T условий для кочетавского, Эрцгебирге, Даби, Дора-Майра и макетовского комплексов (M₁, M₂ — ранний и поздний этапы).

Если $K_w < 2.2$ из-за низкой U или малой H , вулканизма не происходит (расплавы кристаллизуются на глубине, не достигая поверхности). С ростом K_w до 5—10 увеличивается доля лав, излившихся на поверхности, и уменьшается доля силлов и интрузий, кристаллизовавшихся в промежуточных очагах.

Большинство экспериментальных точек составов расплавов при $P = 3.2—4.2$ ГПа [Rapp et al., 1992] лежит в интервале 62—68 % SiO_2 и магнезиальности ($\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}$), равной 0.25—0.43. В этом же поле находятся составы адакитов из жил в перидотитах, найденных в ксенолитах из камчатских вулканов [Kerezhinskas et al., 1995]. Поле составов экспериментальных расплавов находится в центре большого поля адакитов (амфиболовых андезитов) из различных островных дуг. Эти данные показывают, что андезиты (адакиты) в среднем хорошо соответствуют экспериментальным расплавам, возникающим в зонах субдукции и что расплавы адакитов в жилах не успевают прореагировать с окружающей надсубдукционной мантией. Если же при такой реакции образуются магнезиальные андезиты (адакиты), то их составы соответствуют экспериментальным составам, полученным при добавлении к исходному океаническому базальту до 30 % перидотитов. При том же содержании $\text{SiO}_2 = 62—66$ % они характеризуются большей магнезиальностью около 0.5 и трендом в сторону $\text{SiO}_2 = 57$ % при магнезиальности 0.7 [Добрецов, 2010].

На основании нашего обзора [Добрецов, 2010], можно сформулировать дополнительные особенности магматизма из зон субдукции. На сейсмотомографических профилях [Zhao, 2004; Sobolev et al., 2008; и др.] отчетливо выделяются две зоны плавления (влажная на глубине около 100 км и «сухая» на глубине 160—200 км) и сложная термальная структура надстеносферного клина с наклонными магмопроводниками. На обоснованных термальных структурах зон субдукции изотерма 600 °С, определяющая стабильность серпентина, фиксируется до глубины 150—200 км, но проблема сохранения водосодержащих минералов в субдуцирующей плите до глубины слоя С (450 км и более) остается остродискуссионной [Литасов и др., 2001; Добрецов, 2010]. Оценки, приведенные на рис. 11 для кокчетавского, Эрцгебирге, Даби, Дора-Майра и максютовского комплексов не соответствуют предположению о возможности нахождения низкотемпературных пород (при $T \leq 600$ °С) на глубине более 70 км [Добрецов и др., 2001a; Dobretsov, Shatsky, 2004].

Бонинитовые серии возникают на ранней стадии «горячих» зон субдукции и формируются с участием водных флюидов в зоне горячего (свыше 1300 °С) надсубдукционного клина и подробно обсуждены в работах [Sharaskin et al., 1980; Crawford, 1989; Геология..., 1980; Добрецов, 2010]. Но в целом масштабы и модели взаимодействия флюидов и расплавов, поднимающихся из зон субдукции, с горячей надсубдукционной мантией заслуживают дальнейшего обсуждения, как и проблема рождения новой континентальной коры в зонах субдукции [Литасов и др., 2001; Omori, Komabayashi, 2007]. Примитивные (океанические) островные дуги, если в них преобладает первичная базальтовая магма, могут создавать лишь «полуфабрикат» континентальной коры, и то при условии особого механизма удаления реститов [Niu, O'Hara, 2009].

Минералого-геохимические особенности островодужных магматических серий формируются при решающей роли водно-углекислого флюида и высокого окислительного потенциала, буферизуемых магнетитом и амфиболом. Окисленность и кислотные свойства вулканических флюидов и газов в зонах субдукции определяются также долей S, HCl, иногда H_2 , CH_4 , антагонистичных во фронтальных и тыловых сериях [Лаверов и др., 2005; Добрецов, 2010]. Условия плавления в зонах субдукции следует корректировать по составу мигматитов и эклогитов (гранатовых амфиболитов) с жилами плагмогранитов в высокобарических породах, извлеченных из зон субдукции (см. рис. 11).

МАНТИЙНЫЕ ТЕРМОХИМИЧЕСКИЕ ПЛЮМЫ

Мантийные плюмы, как отмечено выше, являются существенным дополнением к многослойной конвекции в мантии. Термохимические плюмы, по нашей модели, являются самыми быстрыми и эффективными агентами тепломассопереноса от ядра к литосфере, в результате происходит быстрое (катастрофическое) излияние больших масс лав на поверхности.

Впервые идею «горячих точек» предложил Дж. Вильсон [Wilson, 1963] для линейных цепочек вулканов (типа Императорско-Гавайской). Позже Дж. Морган [Morgan, 1971] предположил, что «горячие точки» представляют собой восходящие мантийные струи расплавов, или мантийные плюмы, поднимающиеся из нижней мантии, ниже конвектирующей астеносферы. Он заключил, что зарождение плюмов возможно только на термальных пограничных слоях и таким слоем, скорее всего, является слой D_2 на границе нижней мантии и ядра. Еще позже были представлены доказательства этого предположения — на основании корреляции мантийного магматизма и числа инверсий магнитного поля, зарождающегося по общепринятой модели во внешнем ядре [Larson, Olson, 1991; Mazaud, Laj, 1991], по некоторым геохимическим данным [Porcelly, Holiday, 2001; Brandon, Walker, 2005; Pirajno, 2007; и др.], по прямым сейсмическим [Burke et al., 2008] и сейсмотомографическим данным [Zhao, 2004; и др.]. Но в ряде статей содержится критика мантийной плюмовой гипотезы, обзор которой приведен в работе [Иванов, 2006]. Стоит задача разработки такой модели мантийных плюмов, которая включает всю накопленную сумму

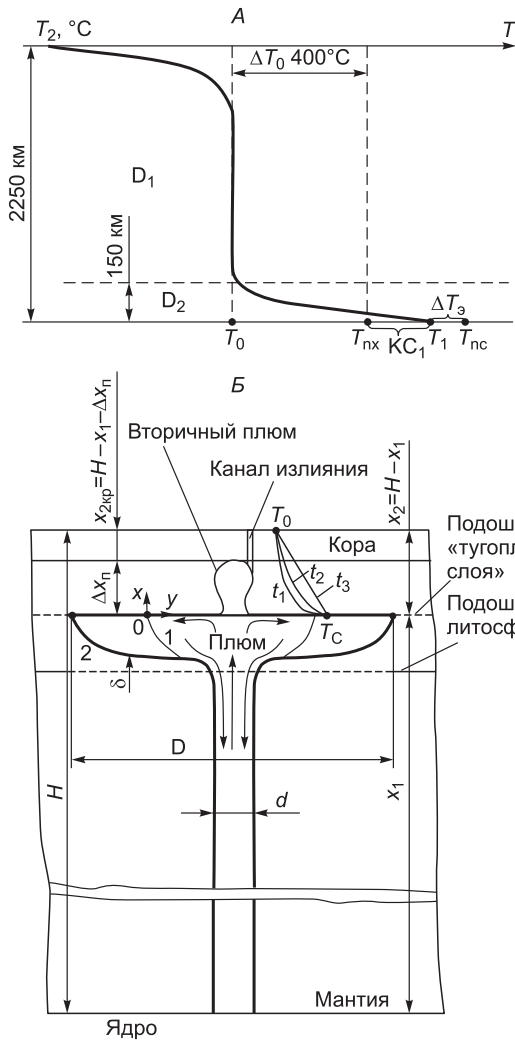


Рис. 12. А — температурные условия возникновения термохимического плюма на границе нижней мантии с ядром.

Показано распределение температуры в нижней мантии в слоях D_1 и D_2 и соотношение температуры на границе ядро—мантия T_1 с температурами плавления сухой мантии T_{nc} и с добавкой химического компонента T_{nx} . Остальные пояснения см. в тексте.

Б — условия растекания термохимического плюма вдоль границы литосферы и прорыва через литосферу благодаря вторичному плюму и каналу излияния.

Показаны границы шляпы плюма в моменты времени t_1 (1) и t_2 (2), высота подъема вторичного плюма Δx_n , толщины прорыва через канал излияния $x_{2\text{кр}} = H - x_1 - \Delta x_n$ [Кирдяшкин и др., 2005; Dobretsov et al., 2008].

данных. По нашему мнению, этим условиям удовлетворяет наша модель термохимических плюмов. Она изложена ниже на основе обобщенного описания в работах [Dobretsov et al., 2008; Добрецов, 2008].

Как видно на рис. 12, А, термохимические плюмы формируются при температуре T_{nx} (плавление при химической добавке), промежуточной между T_1 на границе ядро—мантия и T_0 (средняя температура в нижней мантии). Снижением температуры T_{nx} по сравнению с температурой сухого плавления нижней мантии T_{nc} достигается за счет химической добавки «летучего» компонента с концентрацией C_1 , а именно (при игнорировании эффекта эвтектики ΔT_s) на подошве плюма

$$T_{nx} = T_{nc} - KC_1, \quad (6)$$

где K — коэффициент (в град. на 1 % C_1) снижения температуры.

Наличие H_2O и CO_2 в мантийных плюмах подтверждается особенностями состава плюмовых магм

и расплавленными включениями. Альтернативой их поступления на границе ядро—мантия может быть только слой С верхней мантии [Соболев и др., 2009], но этот источник, по нашему мнению, менее вероятен.

В процессе выплавления тепло, поступающее с подошвы плюма при T_1 , расходуется на локальный нагрев слоя D_2 , на само плавление и отвод тепла в окружающую мантию. Для оценки теплообмена и массообмена (расход летучего) с понижением его концентрации до C_2 и понижение температуры на $K \cdot C_2$ на стенках канала плюма и C_r на кровле применяются аналогичные критерии теплообмена и массообмена (при кондуктивном отводе тепла от канала плюма в мантию)

$$Nu = \frac{q_x d_x}{\Delta T_0 \lambda_{ТВ}} = 0.5, \quad (7)$$

$$Nu_c = \frac{\alpha_c d_x}{D_0} = 0.5, \quad (8)$$

где Nu — критерий Нуссельта для теплообмена, Nu_c — аналогичный критерий для массообмена, q_x — теплоток на высоте x , $\lambda_{ТВ}$ — теплопроводность мантии, α_c — коэффициент массообмена, вычисляемый по формуле

$$\alpha_c = \frac{m_x}{\rho_0} \Delta C_0, \quad (9)$$

где m_x — удельный массовый поток химической добавки при ее плотности (ρ_0) и коэффициенте диффузии добавки в окружающей мантии (D_0), C_0 — концентрация добавки в окружающей мантии, $\Delta C_0 = C_1 - C_0$.

В условиях горизонтальных мантийных течений необходимо учитывать конвективный отвод тепла от канала плюма в окружающую мантию [Кирдяшкин и др., 2008, 2009].

В понижающей добавке главными компонентами могут быть: $(\text{SiC} + 2\text{KH} + \text{H}_2 + \text{CH}_4) + n\text{FeO} = (4\text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2 + \text{K}_2\text{O} + \text{SiO}_2) + n\text{Fe}\downarrow$, причем в левой части названы компоненты, выделяющиеся из металлического ядра, во второй скобке — образующиеся в нижней мантии за счет окисления железосодержащими оксидами нижней мантии с образованием самородного железа, стекающего в ядро [Добрецов и др., 2001]. Для понижения температуры плавления главное значение имеют CO_2 и H_2O . Наши расчеты показывают, что достаточно около 3 % CO_2 или H_2O . Если преобладает CO_2 (что подтверждается наличием карбонатитов в ареалах плюмового магматизма и карбонатов в миндалинах и жилах плюмовых базальтов, в основной массе кимберлитов), то при $K \sim 20^\circ\text{C}$ [Dasgupta et al., 2007; Соболев и др., 2009], понижение температуры $KC_1 = 60^\circ\text{C}$. Влияние H_2O примерно вдвое больше, $KC_1 \sim 120^\circ\text{C}$. При этих условиях ($C_1 = 3\%$, $T_{\text{nc}} - T_{\text{nx}} = 60\text{—}120^\circ$, $\Delta T_1 = T_1 - T_{\text{nc}} = 15\text{—}20^\circ$ и диаметре канала плюма $d = 70\text{—}100$ км) проведенные расчеты с использованием вышеприведенных критериев [Добрецов, 2003; Кирдяшкин и др., 2004; Dobretsov et al., 2008] дают скорость проплавления и подъема плюма $u = 0.6\text{—}1.1$ м/год, время подъема расплава до поверхности $t = 3\text{—}5$ млн лет и мощность плюма от $0.3\text{—}3.5 \cdot 10^8$ (Гавайский плюм) до $2\text{—}2.5 \cdot 10^9$ кВт (Сибирский суперплюм). Таким образом, предложен механизм быстрого проплавления и подъема расплава по механизму, напоминающему «газовую горелку», где скорость подъема расплава на порядок больше максимальной скорости конвекции в мантии (110 вместо $10\text{—}12$ см/год). Наибольшие неопределенности — оценка числа Льюиса $= a/D_0 = 100\text{—}1000$ (где a — теплодиффузия, D_0 — коэффициент химической диффузии, определяющего m_x) и вышеприведенных параметров ΔT_{nx} и ΔT_1 . Но эти оценки подтверждаются экспериментальным моделированием термохимического плюма в системе парафин—гексадекан [Кирдяшкин и др., 2004, 2008].

Ни в одном из наших экспериментов по моделированию как чисто теплового, так и термохимического плюма не возникла первичная «шляпа» и структура «head and tail», полученная в экспериментах с сиропами [Griffiths, Campbell, 1990; и др.]. В наших экспериментах грибообразная шляпа плюма возникала только при подходе к тугоплавкому слою, когда дальнейшее проплавление плюма невозможно. На этой основе развита модель прорыва через литосферу переменной мощности, показанная на рис. 11, Б. Определены скорость подъема вторичного плюма $1\text{—}2$ см/год (на 2 порядка меньше, чем в первичном плюме), время прорыва $5\text{—}15$ млн лет, диаметр шляпы от 600 до 3500 км (в зависимости от мощности плюма). По этим параметрам можно выделить обычные плюмы с диаметром шляпы 600—1200 км (например кайнозойские Эфиопский и Танзанийский плюмы) и суперплюм с диаметром шляпы 2—3.5 тыс. км (например Таримский (295—280 млн лет) и Сибирский (260—245 млн лет) суперплюмы). В Таримском, Сибирском, Эмейшаньском плюмах подтверждается перерыв между 1-й и 2-й фазами $10\text{—}15$ млн лет, трактуемые нами как время роста шляпы и распространения ареала магматизма [Dobretsov et al., 2008]. Аналогичные эпизоды отмечаются и в других плюмах, трактуемых также как термохимические [Lin, Van Keken, 2005].

Растекание шляпы под подошвой литосферы описано в термохимической модели двухкомпонентного плюма, построенной в работе [Соболев и др., 2009] и использованной для объяснения серии меймечиты—пикриты—магнезиальные базальты сибирских траппов. Динамика растекания грибообразной линзы мощностью $120\text{—}150$ км близка к нашей модели. Но расчеты, приведенные в работе [Соболев и др., 2009], показывают растекание такой линзы диаметром 200 км всего за 1 млн лет, что требует скорости подъема горячего материала через «горло» плюма диаметром 100 км около 10 м/год, что на порядок выше нашей скорости термохимического плюма и выглядит нереалистично. Не совпадают с реальной геологией и параметры моделирования плюма (время растекания и формирования ареала $1\text{—}2$ вместо $10\text{—}20$ млн лет, диаметр 2000 км вместо 4000 км, T плюма 1640° на всем протяжении, степень плавления в интервале $400\text{—}300$ км 0.5 %, $300\text{—}170$ км — около 5 % и только сверху шляпы на глубине $170\text{—}30$ км в интервале 40—60 %). Во всяком случае эта модель требует дополнительного анализа и сопоставления с нашей термохимической моделью.

ПЕРИОДИЧНОСТЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ПРОГНОЗЫ

Из вышеприведенного анализа следует, что периодичность геодинамических процессов имеет три характерных размера и три вероятные причины. 1. Глобальные эндогенные циклы («от Пангеи до Пангеи», циклы Вильсона) длительностью сотни миллионов лет, вероятнее всего, связаны с перестройками глобальной системы конвективных течений, с которыми коррелируется повышение или снижение глобальной плюмовой активности. 2. Глобальные (но иногда с локальным усилением) циклы, связанные с периодичностью плюмов, кратной 30 млн лет (30, 60, 90 и 120 млн лет). Сама периодичность плюмов обусловлена циклическим накоплением или истощением расплава в слое D_2 , подобное капели с сосулук. Но установленная отрицательная корреляция интенсивности субдукционного и плюмового магматизма [Добрецов и др., 2001а] наводит на мысль, что эти два важнейших клапана теплоотвода работают в про-

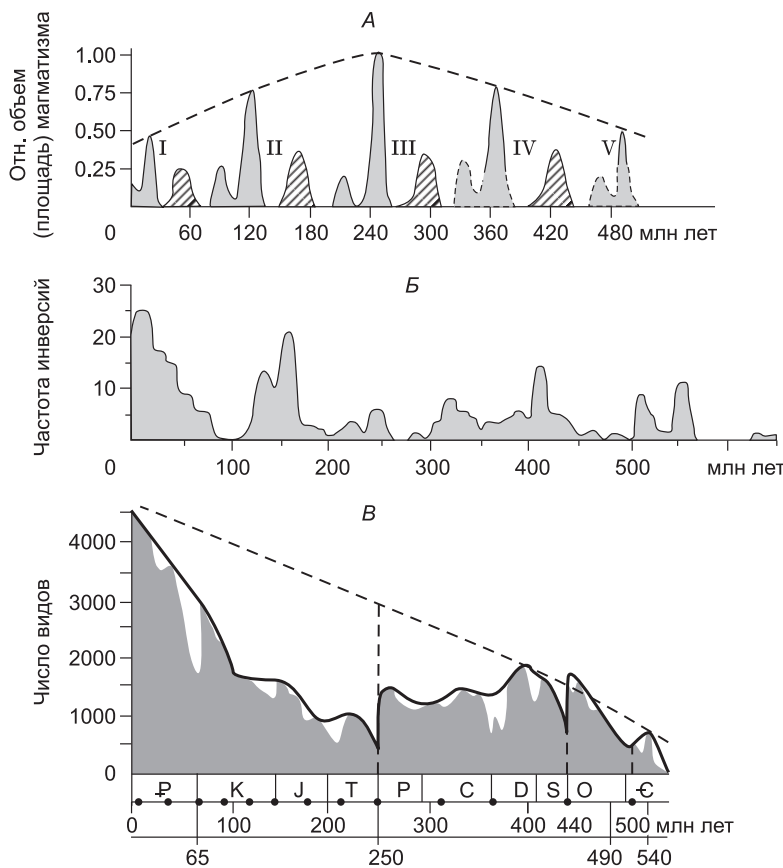


Рис. 13. Соотношения эпох плюмового магматизма I—V (А) [Добрецов, 2003], частоты инверсий магнетического поля В [Диденко, 1999] и числа видов животных с вымираниями В [Sepkovski, 1996; Добрецов, 2009].

Большими точками на шкале времени показаны эпохи плюмов и суперплюмов в соответствии с (А) и данными работ [Добрецов, 2003, 2009].

тивофазе: поскольку оба определяют теплопереносом от ядра, то когда интенсивность конвекции и, соответственно, теплоотвода от ядра снижается, включается дополнительный плюмовый клапан теплоотвода. Периодичность около 30 млн лет является главной геологической периодичностью [Rampino, Caldeira, 1993], периодичность 120 млн лет наиболее отчетливо фиксируется в докембрии [Добрецов, 2003].

3. Наконец, периодичность от десятков лет до десятка тысяч лет определяется солнечной активностью и положением Земли на околоземной

орбите (цикла Миланковича). Нельзя исключить влияние других космических факторов [Авсюк, 2001; Хаин, 2003, 2010], но прямых доказательств их существенного влияния пока не установлено.

Для иллюстрации периодичности и ее причин мы ограничимся одним, но существенным примером. На рис. 13 приведено сопоставление периодичности плюмового магматизма, числа магнитных инверсий и крупнейших вымираний (кризисов) в биосфере. Хорошо видно соответствие плюмовых максимумов и минимумов в числе инверсий и в числе родов (т.е. вымираний). Например, суперплюм 120 млн лет и сопряженный с ним плюмовый максимум 90 млн лет соответствуют отсутствию инверсий в интервале 124—84 млн лет и вымираниям внутри мела. Крупнейшее вымирание на границе перми и триаса 250 млн лет и сопряженное в конце триаса 230—220 млн лет соответствуют одновозрастным минимумам на кривой инверсий и крупнейшему Сибирскому суперплюму 250 млн лет и поздней его фазе 230—220 млн лет. Аналогичные примеры видны в интервале 490—440 млн лет (см. рис. 13).

Первопричиной во всех этих случаях являются плюмовые максимумы, которые, с одной стороны, являются мощным и эффективным теплоотводом и потому привели к снижению интенсивности конвекции в ядре и прекращению инверсий магнитного поля. С другой стороны, мощные и катастрофические излияния плюмовых лав на поверхности привели к соответствующей реакции биосферы. Естественно, возникают запаздывания в реакции ядра и биосферы, но они не превышают 5 млн лет. Реакция биосферы хорошо изучена на примере Сибирского и Эмейшаньского плюмов [Добрецов, 1994; Isozaki, 2007; Dobretsov et al., 2008] и сводится к таянию льдов, опреснению окраинных морей, огромным выбросам CO_2 , серы и кислотным (H_2SO_4) дождям.

Общая эволюция биосферы, ее корреляция с поверхностной температурой и прогноз на будущее приведен на рис. 14 [Vouhama et al., 2004]. Изменение температуры поверхности Земли определяется соотношением внутреннего и солнечного тепла. На ранних этапах эволюции Земли эндогенный тепловой поток был в 5—10 раз выше (см. рис. 1), а светимость солнца ниже на 20—30 %, поэтому преобладало влияние внутреннего тепла. И хотя в современном состоянии солнечное тепло на поверхности в 3 раза выше внутреннего, общее остывание поверхности определяется снижением внутреннего тепла. Автор добавил в усредненную температурную кривую резкие колебания температуры в неопротерозое, палеозое, кайнозое и ближайшем будущем, сопровождавшиеся периодическими оледенениями и зависящие также от плюмовой вулканической активности. Именно с оледенениями и похолоданиями в интервале 750—650 млн лет связано увеличение биомассы и появление высших растений и животных [Fedonkin et al., 2007], эволюция которых привела к появлению человека.

Рис. 14. Эволюция биосферы и прогноз исчезновения биосферы [Voupana et al., 2004, с добавлениями автора].

HS — Homo sapiens. Показан кумулятивный вклад в биосферу разных групп организмов (в ГтС), определяемый в основном эволюцией поверхностной температуры (°С).

Таким образом, эволюция биосферы в значительной мере зависит от температуры поверхности, хотя, конечно, зависит и от многих других факторов [Добрецов и др., 2001б, 2009; Заварзин, 2003; Добрецов, 2003, 2009; Fedonkin et al., 2007]. Будущее изменение биосферы, по прогнозу [Voupana et al., 2004], будет также зависеть в решающей степени от нагревания поверхности Земли, связанного с превращением Солнца в большую красную звезду, увеличением его размеров и светимости. Через 100 млн лет исчезнут некоторые высшие животные и человек, через 800 млн лет, когда температура поверхности Земли превысит 30 °С, исчезнут другие высшие животные и растения, через 1250 млн лет исчезнут эвкарियोты, при той же температуре 42 °С на поверхности, при которой они появились 1800 млн лет назад. Наконец, через 1600 млн лет, когда температура поверхности превысит 70 °С, жизнь исчезнет, как она появилась при остывании поверхности 4.2—3.9 млрд лет назад [Voupana, 2004; Добрецов, 2009]. Конечно, есть и другие прогнозы, но независимое исследование в работе [Voupana et al., 2004] совпадает с нашими основными выводами.

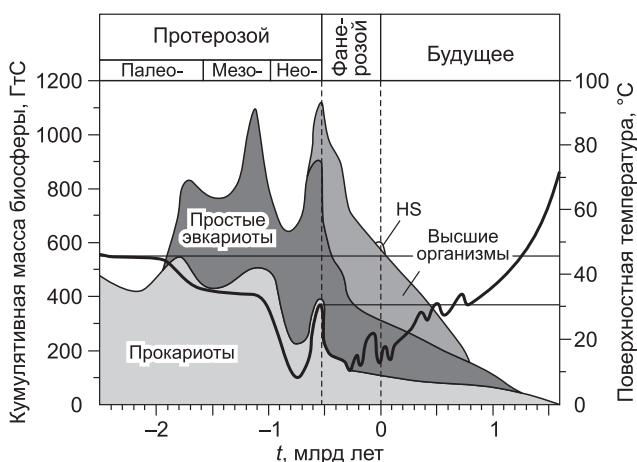
В заключение надо подчеркнуть, что данная статья не обзор, а анализ взаимосвязанных моделей, показывающий основные тенденции в эволюции и в современной геодинамике Земли, а также взаимосвязь разных процессов, обусловленных разными масштабами и уровнями эндогенной активности и поверхностными процессами, зависящими также от активности Солнца. Поэтому она не претендует на охват всех проблем и полноту рассмотрения каждой проблемы, но это попытка рассмотреть взаимосвязь всех важнейших геодинамических факторов и процессов в рамках трех положений, сформулированных в начале статьи.

Автор с большим удовольствием благодарит акад. А.О. Глико за приглашение сделать доклад на бюро Отделения наук о Земле, за ценные замечания по статье, а также своих соратников и учеников за многолетнее сотрудничество и дискуссии, прежде всего А.Г. Кирдяшкина, сделавшего полезные предложения по улучшению статьи, и других «членов команды» — А.А. Кирдяшкина, Н.С. Суркова, М.М. Буслова, И.Ю. Кулакова, О.П. Полянского.

Работа выполнена по базовому проекту ИГМ СО РАН и программе НГУ.

ЛИТЕРАТУРА

- Авсюк Ю.Н.** Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез // *Фундаментальная проблема общей тектоники*. М., Научный мир, 2001, с. 437—441.
- Балашов Ю.А.** Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М., Наука, 1985, 222 с.
- Балашов Ю.А., Глазнев В.А.** Геохимические и изотопные особенности наиболее ранних этапов корообразования и дифференциации мантии Земли // *ТИНЕТА*, 2008, № 4, с. 22—27.
- Батанова В.Г., Савельева Г.Н.** Миграция расплавов в мантии над зонами спрединга и образования дунитов замещения: обзор проблемы // *Геология и геофизика*, 2009, т. 50 (9), с. 992—1012.
- Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Симон А.К., Фрих-Хар Д.И.** Ранние этапы эволюции магматизма планет земной группы // *Геология и геофизика*, 1986 (7), с. 28—34.
- Боярчук А.А., Рускол Е.Л., Сафронов В.С., Фридман А.М.** Происхождение Луны: спутниковый рой или мегаимпакт? Докл. РАН, 1998, т. 361, № 4, с. 481—484.
- Витязев А.В., Печерникова Г.В.** Ранняя земля в тесном окружении молодых звезд // *Проблемы происхождения жизни*. М., ПИН РАН, 2009, с. 131—157.
- Галимов Э.М.** Проблема происхождения Луны // *Основные направления геохимии*. М., Наука, 1995, с. 8—43.
- Галимов Э.М.** Современное состояние проблемы происхождения системы Земля—Луна // *Проблемы зарождения и эволюции биосферы*. М., Либроком, 2008, с. 213—222.
- Геология** дна Филиппинского моря. М., Наука, 1980, 282 с.



- Диденко А.Н.** О современной связи процессов в ядре и литосфере // Рос. журн. наук о Земле, 1999, т. 1, № 3, с. 187—198.
- Добрецов Н.Л.** Некоторые петрологические и геологические аспекты строения астеносферы // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1978, с. 93—102.
- Добрецов Н.Л.** Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, Наука, 1980, 200 с.
- Добрецов Н.Л.** Периодичность геологических процессов и глубинная геодинамика // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (5), с. 3—19.
- Добрецов Н.Л.** Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1243—1261.
- Добрецов Н.Л.** Геологические следствия теории термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.
- Добрецов Н.Л.** О ранних стадиях эволюции геосферы, биосферы и проблемах оледенений // Проблемы происхождения жизни. М., ПИН РАН, 2009, с. 168—184.
- Добрецов Н.Л.** Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма // Петрология, 2010, № 1, с. 1—24.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Глубинная геодинамика. 1-е изд. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1994, 299 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Теплообмен и реология нижней мантии в ранние периоды развития Земли // Докл. РАН, 1995, т. 345, № 1, с. 102—105.
- Добрецов Н.Л., Чумаков Н.М.** Глобальные периодичности в эволюции литосферы и биосферы // Глобальные изменения природной среды / Под ред. Н.Л. Добрецова, В.И. Коваленко. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, с. 11—27.
- Добрецов Н.Л., Казак А.П., Молдованцев Ю.Е., Пономарева Л.Г., Савельев А.А., Савельева Г.Н.** Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Зап. Саян). Новосибирск, Наука, 1977, 220 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. 2-е изд. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001а, 409 с.
- Добрецов Н.Л., Шестаков С.В., Шумный В.К., Каныгин А.В.** Проблемы происхождения и эволюции жизни // Вестн. Всерос. об-ва генет. селекц., 2001б, № 17, с. 2—6.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Геодинамическая и тепловая модели зоны субдукции // Физическая мезомеханика, 2009, т. 12 (1), с. 5—16.
- Жарков В.Н.** Внутреннее строение Земли и планет. М., Наука, 1983, 415 с.
- Заварзин Г.А.** Образование биосферы // Вестн. РАН, 2001, т. 71, с. 988—1001.
- Заварзин Г.А.** Лекции по микробиологии окружающей среды. М., Наука, 2003, 348 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника, 1983, № 1, с. 28—45.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Палеогеодинамика. М., Наука, 1993, 192 с.
- Иванов А.В.** Обойдет ли Россию стороной «великий спор о плюмах?» // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (3), с. 417—420.
- Кирдяшкин А.Г.** Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск, Наука, 1989, 81 с.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.** Влияние скорости движения океанической литосферы на свободно-конвективные течения в астеносфере под срединно-океаническим хребтом // Физика Земли, 2008, № 4, с. 35—47.
- Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Экспериментальное моделирование влияния субдукции на пространственную структуру конвективных течений в астеносфере под континентом // Докл. РАН, 2002, т. 384, № 5, с. 682—686.
- Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Термохимические плюмы // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (9), с. 1057—1073.
- Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н., Сурков Н.В.** Гидродинамические процессы при подъеме мантийного плюма и условия формирования канала излияния // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 891—907.
- Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Тепло- и массообмен в термохимическом плюме, расположенном под океанической плитой вдали от оси СОХ // Физика Земли, 2008, № 6, с. 17—30.
- Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Теплообмен между каналом термохимического плюма и окружающей мантией при наличии горизонтального мантийного потока // Физика Земли, 2009, № 8, с. 66—82.

- Когарко Л.Н., Хаин В.Е.** Щелочной магматизм в истории Земли // Докл. РАН, 2001, т. 377, с. 677—679.
- Котелкин В.Д., Лобковский Л.И.** Общая теория эволюции планет и современная термохимическая модель эволюции Земли // Физика Земли, 2007, № 1, с. 26—44.
- Кусков О.Л., Кронрод В.А.** Валовый состав и размеры ядра Луны // Проблемы зарождения и эволюции биосферы / Ред. Э.М. Галимов. М., Либроком, 2008, с. 317—328.
- Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А., Бондур В.Т., Гурбанов А.Г., Карамурзов Б.С., Коваленко В.И., Мелекесцев И.В., Нечаев Ю.В., Пономарева В.В., Рогожин Е.А., Собисевич А.Л.** Новейший и современный вулканизм на территории России / Ред. Н.П. Лаверов. М., Наука, 2005, 604 с.
- Литасов К.Д., Отани Э., Добрецов Н.Л.** Устойчивость водосодержащих фаз в мантии Земли // Докл. РАН, 2001, т. 378, с. 238—241.
- Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р., Пирсон Д.Дж., Шимизу Н.** Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема их происхождения // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (1), с. 71—84.
- Розанов А.Ю.** Ископаемые бактерии, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // Палеонтол. журн., 2003, № 6, с. 41—49.
- Розанов А.Ю.** Докембрийская геобиология // Палеонтол. журн., 2006, т. 40, с. 434—443.
- Савельева Г.Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М., Наука, 1987, 243 с.
- Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Соболев А.В.** Каналы транспортировки расплавов в поднимающейся мантии: свидетельства в уральских офиолитах // Тр. III Межд. конф. «Ультрабазитовые комплексы», 2009, с. 168—172.
- Силантьев С.А., Бибикова Е.В., Арискин А.А.** Формирование первого сиалического вещества Земли: возможные механизмы и источники // Проблемы зарождения и эволюции биосферы / Ред. Э.М. Галимов. М., Либроком, 2008, с. 381—402.
- Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г.** Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1293—1334.
- Соболев В.С., Соболев Н.В.** Проблемы двухэтапного формирования земной коры // Докл. АН СССР, 1975, т. 224 (2), с. 435—438.
- Трубицын В.П.** Сейсмическая томография и дрейф континентов // Физика Земли, 2008, № 11, с. 3—19.
- Фирсова Е.Ю.** Современные проблемы геодинамики: Доклад академика Н.Л. Добрецова на бюро Отделения наук о Земле РАН // Вестник ОНЗ РАН, 2009, т. 1, NZ, 4001, doi:10.2205/2009 NZ 000008.
- Хаин В.И.** Основные проблемы современной геологии. М., Научный мир, 2003, 348 с.
- Хаин В.И.** Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 753—760.
- Хаин В.И., Гончаров М.А.** Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга; их соотношения и эволюция в истории Земли // Геотектоника, 2006, № 5, с. 3—24.
- Шкодзинский В.С.** Генезис кимберлитов и алмаза. Якутск, ОАО «Медиа-холдинг Якутия». 2009, 352 с.
- Aharonov E., Whitehead J. A., Kelemen P.B., Spiegelman M.** Channeling instability of upwelling melt in the mantle // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100 (B 10), p. 20433—20450.
- Boyd F.R.** Composition and distinction between oceanic and cratonic lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1989, v. 96, p. 15—26.
- Bounama C., von Bloh W., Franck S.** Das Ende des Raumschiffs Erde. Spektrum der Wissenschaft. Oktober 2004, S. 100—107.
- Brandon A.D., Walker R.J.** The debate core-mantle interaction // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 232, p. 211—225.
- Burke K., Steinberger B., Torsvik T., Smethurst M.** Plume generation zones at the margins of large low shear velocity provinces on the core-mantle boundary // *EPSL*, 2008, v. 265, № 1—2, p. 49—60.
- Cameron A.G.W.** Higher-resolution simulations of the giant impact // Eds. R.M. Canup, K. Righter. Origin of the Earth and Moon. Univ. Arizona, Tucson, 2000, p. 133—144.
- Cavosie A.J., Wilde S.A., Liu D., Weiblen P., Valley J.W.** Internal zoning and U-Th-Pb chemistry of Jack Hills detrital zircons: a mineral record of Early Archean to Mesoproterozoic (4348—1576 Ma) magmatism // *Precamb. Res.*, 2007, v. 135, p. 251—279.
- Condie K.C.** Earth as an evolving planetary system. Elsevier Acad. Press, 2005, London, 447 p.

- Crawford A.J.** (Ed.). Boninites. London, Unwin Hyman, 1989, 345 p.
- Dasgupta R., Hirschmann M.M., Smith N.D.** Partial melting experiments of peridotite + CO₂ at 3 GPa and genesis of alcaic ocean island basalts // *J. Petrol.*, 2007, v. 48 (11), p. 2093—2124.
- Dobretsov N.L., Kiryashkin A.A., Kiryashkin A. G., Vernikovskii V.A., Gladkov I.N.** Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // *Lithos*, 2008, v. 100, p. 66—92.
- Dobretsov N.L., Kolchanov N.A., Suslov V.V.** On important stages of geosphere and biosphere evolution // N. Eds. Dobretsov, N. Kolchanov, A. Rozanov, G. Zavarzin. Biosphere origin and evolution, 2008, Springer, p. 3—24.
- Dobretsov N.L., Shatsky V.S.** Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // *Lithos*, 2004, v. 78, p. 307—318.
- Fedonkin M.A., Gehling J.G., Grey K., Naronne G.M., Vickers-Rich P.** The rise of animals. Baltimore, The Johns Hopkins Univ. Press, 2007, 326 p.
- Ferris J.P.** Mineral catalysis and prebiotic synthesis: montmorillonite-catalyzed formation of RNA // *Elements*, 2005, v. 1, p. 145—149.
- Griffiths R.W., Campbell I.H.** Stirring and structure in starting mantle plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, v. 99, p. 66—78.
- Hartmann W.K., Davis D.R.** Satellite-sized planetesimals and lunar origin // *Icarus*, 1975, v. 24, p. 504—515.
- Halliday A.N., Wänke H., Birek J.-L., Clayton R.N.** The accretion, composition and early differentiation of Mars // *Space Sci. Rev.*, 2001, v. 96, p. 197—230.
- Hoffman P.F., Schrag D.P.** The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change // *Terra Nova*, 2002, v. 14, p. 129—155.
- Holtzman B.K., Kohldstedt D.L.** Stress-driven melt segregation and strain partitioning in partially molten rocks: effect of stress and strain // *J. Petrol.*, 2007, v. 48, p. 2379—2406.
- Iizuka T., Horie K., Komiya T., Maruyama S., Hirata T., Windley B.F.** 4.2 Ga zircon xenocryst in an Acasta gneiss from northwestern Canada: evidence for early continental crust // *Geology*, 2006, v. 34, p. 245—248.
- Isley A., Abbott D.H.** Implication of the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time // *J. Geol.*, 2002, v. 110, p. 141—158.
- Isozaki Y.** Plume winter scenario for biosphere catastrophe: the Permo-Triassic boundary case // *Superplumes: beyond plate tectonics*, Springer, 2007, p. 409—440.
- Kelemen P.B., Dick H.J.D.** Focused melt flow and localized deformation in the upper mantle: juxtaposition of replacive dunite and ductile shear zones in the Josephine peridotite. SW Oregon // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100 (B1), p. 423—438.
- Kelemen P.B., Braun M., Hirth G.** Spatial distribution of melt conduit in the mantle beneath oceanic spreading ridges: observations from Ingalls and Oman ophiolites // *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 2000, v. 1, № 7.
- Kepezhinskas P.K., Defant M.J., Drummond M.S.** Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 1505—1527.
- Kleine T., Münker C., Mezger K., Palme H.** Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf-W chronometry // *Nature*, 2002, v. 418, p. 952—955.
- Kleine T., Touboul M., Bourdon B., Palme H., Wieler R.** Hf-W chronometry of lunar differentiation // *Goldschmidt Conf. Abstr.*, 2008, 480 p.
- Komiya T.** Material circulation through time: chemical differentiation within the mantle and secular variation of temperature and composition of the mantle // *Superplumes*, 2007, Springer, p. 187—234.
- Korenaga J.** Plate tectonics, flood basalts and the evolution of Earth's oceans // *Terra Nova*, 2008, v. 20, p. 419—439.
- Larson R.L., Olson P.** Mantle plumes control magnetic reversal frequency // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 107, p. 437—447.
- Lin S.C., van Keken P.E.** Multiple volcanic episodes of flood basalts caused by thermochemical plumes // *Nature*, 2005, v. 436, p. 250—252.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.** An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 1—24.
- Maruyama Sh.** Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*, 1994, v. 100, № 1, p. 24—49.

- Maruyama Sh., Liou J.G.** From snowball to Phanerozoic Earth // *Intern. Geol. Rev.*, 2005, v. 47, p. 775—791.
- Maruyama Sh., Santosh M., Zhao D.** Superplume, supercontinent and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core-mantle boundary // *Gondwana Res.*, 2007a, v. 11, p. 7—37.
- Maruyama Sh., Yuen D.A., Windley B.F.** Dynamics of plumes and superplumes through time // *Superplumes*, 2007b, Springer, p. 441—502.
- Mazaud A., Laj C.** The 15 m.y. geomagnetic reversal periodicity: a quantitative test // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 107, p. 689—696.
- Menneken M., Nemchin A.A., Geisler Th., Pidgeon R.T., Wilde S.A.** Hadean diamonds in zircons from Jack Hills, W. Australia // *Nature*, 2007, v. 448, p. 917—921.
- Morgan W.J.** Convective plumes in the lower mantle // *Nature*, 1971, v. 230, p. 42—43.
- Nemchin A.A., Pidgeon R.T., Whitehouse M.J.** Re-evaluation of the origin and evolution of >4.26 Ga zircons from the Jack Hills metasedimentary rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 244, p. 218—233.
- Niu Y.L., O'Hara M.J.** MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: new perspectives on crustal growth, crust—mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle // *Lithos*, 2009, v. 83, p. 567—578.
- Omori S., Komabayashi T.** Subduction zone: the water channel to the mantle // *Superplumes: beyond plate tectonics*. Dordrecht, Springer, 2007, p. 113—138.
- Peacock S.M.** Thermal and petrologic structure of subduction zones // *Subduction: top to bottom*. Geophys. Monograph., 1996, v. 96, p. 119—132.
- Pearson D.G., Shirey S.B.** Isotopic dating of diamonds / Eds. D.D. Lambert, J. Ruiz. Application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration // *Rev. Econ. Geol.*, 1999, v. 12. Littleton, CO, Denver, p. 143—172.
- Pirajno F.** Mantle plumes, associated intraplate tectono-magmatic processes and ore systems // *Episodes*, 2007, v. 30 (1), p. 6—19.
- Porcelli D., Halliday A.N.** The core as a possible source of mantle helium // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 192 (1), p. 45—56.
- Rampino M.R., Caldeira K.** Major episodes of geologic change: correlations, time structure and possible causes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 114, p. 215—227.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S.** Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa // *Chem. Geol.*, 1999, v. 160, p. 335—356.
- Richardson S.H., Gurney J.J., Erlank A.J., Harris J.W.** Origin of diamonds in old enriched mantle // *Nature*, 1984, v. 310, p. 198—202.
- Rino S., Komiya T., Windley B.F., Katayama I., Motoki A., Hirata T.** Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sands; implications for mantle overturns in the Early Precambrian // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2004, v. 146, p. 369—394.
- Safonova I., Rino S., Maruyama S., Buslov M., Kon Y.** Rodinia and Gondwana derived microcontinents in the bedrock of the Ob' River basin, West Siberia: evidence from the U-Pb dating of detrital zircons // 2009 IAGR Ann. Convention and 6th Int. Symp. on Gondwana to Asia. Abst. Vol. Hanoi, 2009, p. 15—16.
- Schidlowski M.A.** A 3800-million-year isotopic record of life from carbon in sedimentary rocks // *Nature*, 1988, v. 333, p. 313—318.
- Schoenberg R., Kamber B.S., Collerson K.D., Moorbath S.** Tungsten isotope evidence from ~3.8-Gyr metamorphosed sediments for early meteorite bombardment of the Earth // *Nature*, 2002, v. 418, p. 403—405.
- Sepkovski J.J.** Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global data bases // *Global events and event stratigraphy* / Ed. O.H. Wallister. Berlin, Springer, 1996, p. 35—51.
- Sharaskin A.Ya., Dobretsov N.L., Sobolev N.V.** Marianites — the clinoenstatite-bearing pillow-lavas, associated with the ophiolite assemblages of Mariana trench // *Ophiolites*, 1980, p. 473—479.
- Shirey S.B., Richardson S.H., Harris J.W.** Integrated models of diamond formation and craton evolution // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 923—944.
- Sobolev S.V., Babeyko A.Y., Koulakov I., Oncken O.** Mechanism of the Andean orogeny: insight from numerical modeling // *The Andes: active subduction orogeny*. Dordrecht, Springer, 2008, p. 513—535.
- Suhr G.** Melt migration under oceanic spreading ridges: inferences from reactive transport modelling of the upper mantle hosted dunites // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, p. 575—599.
- Tajika E., Matsui T.** Evolution of terrestrial proto-CO₂ atmosphere coupled with thermal history of Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 113, p. 251—266.
- Tamura Y., Tatsumi Y., Zhao D., Kido Y., Shukuno H.** Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 197 (1—2), p. 105—116.

Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and ocean on the Earth 4.4 Gyr ago // *Nature*, 2001, v. 409, p. 175—178.

Wilson J.T. Evidence from islands on the spreading of ocean floor // *Nature*, 1963, v. 197, p. 536—538.

Yoshihara A., Hatakeyama T., Sumita I., Hamano Y. The Earth history and geomagnetism, with a special reference to the Archean geomagnetism // *Decoding the Earth's Evolution*. Univ. Tokyo Press., 2002, p. 363—389 (in Japanese).

Zhao D. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004, v. 146 (1), p. 3—34.

Yuen D.A., Monnereau M., Hansen U., Kameyama M., Matyska C. Dynamics of superplumes in the lower mantle // *Superplumes*. Springer, 2007, p. 239—268.

*Рекомендована к печати
5 февраля 2010 г.*

*Поступила в редакцию
25 декабря 2009 г.*